

Földtani Közlöny

A Magyarhoni Földtani Társulat folyóirata
Bulletin of the Hungarian Geological Society

Vol. 123. No. 4.



Budapest, 1993

Földtani Közlöny

A Magyarhoni Földtani Társulat folyóirata
Bulletin of the Hungarian Geological Society

Vol. 123. No. 4. 1993

Budapest

ISSN 0015-542X

Készült a Magyar Olaj- és Gázipari Rt. támogatásával.
Supported by the Hungarian Oil and Gas Co.

Felelős szerkesztő és kiadó
Responsible editor and publisher-in-charge

KECSKEMÉTI Tibor
Elnök — *President*

Szerkesztő — *Editor*

KÁZMÉR Miklós

Szerkesztő bizottság — *Editorial board*

DUDICH Endre, GRESCHIK Gyula, HORVÁTH Ferenc, KASZAP András,
SZEDERKÉNYI Tibor, VÖRÖS Attila

Kérjük, a kéziratokat az alábbi címre küldjék

Please, send manuscripts to

MAGYARHONI FÖLDTANI TÁRSULAT, H—1027 Budapest, Fő u. 68.

Földtani Közlöny is abstracted and indexed in *GeoRef* (Washington), *Pascal Folio* (Orleans), *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie* (Stuttgart), *Referativny Zhurnal* (Moscow) and *Geológiai és Geofizikai Szakirodalmi Tájékoztató* (Budapest).

Útmutató a Földtani Közlöny szerzői számára

A Földtani Közlöny csak eredeti, új tudományos eredményeket tartalmazó (máshol még meg nem jelent) közleményeket fogad el. Előzetes megbeszélés alapján összefoglaló jellegű cikkek is beküldhetők.

A következő műfajokban várunk kéziratokat: értekezések, rövid közlemények, vitákat (a vitatott cikk megjelenésétől számított hat hónapon belül küldhető be; a szerző lehetőséget kap, hogy válaszáat a vitacikkkel együtt jelentesse meg), hosszabb tanulmányok (szükséges a szerkesztőbizottsággal való előzetes egyeztetés), könyvkritika.

A folyóirat nyelve a magyar és az angol. A kézirat csak magyar nyelven is beküldhető. Az elfogadott kézirat angol változatának elkészítése a szerző feladata. Ennek terjedelméről a lektorok véleménye alapján a szerkesztőbizottság dönt.

(Folytatás a borító 3. oldalán)

Aranyindikációk a Tokaji-hegységi geokémiai érckutatásban¹

Gold indications in the regional-scale geochemical survey
of the Tokaj Mts. (Hungary)

HORVÁTH István², ÓDOR László², FÜGEDI Ubul² & Aimo HARTIKAINEN³

(8 ábrával és 2 táblázattal)

Abstract

A regional geochemical survey for gold was conducted in the Tokaj Mountains, NE Hungary, in cooperation with the Geological Survey of Finland (GSF). Vein type epithermal silver and gold mineralization could be expected in the area. The main objective of the low density survey was to select targets for more detailed investigations.

The area was subdivided into 207 catchment cells and the following four sampling media were simultaneously used in the study: 1) heavy mineral concentrate, 2) finest fraction of stream sediment, 3) composite soil samples, 4) composite rock fragment samples.

The samples were analysed using optical emission spectrometer, absorption spectrophotometer and inductively coupled plasma spectrophotometer.

Different methods of statistical treatment of results were applied for the delineation of anomalies as well as for finding out the paragenetic associations of elements. Frequency histograms were used to determine the anomaly threshold values. Geochemical maps were prepared partly in Helsinki by the Geological Survey of Finland (dot maps) and partly in the Hungarian Geological Survey (patch maps). So called anomaly additive patch maps were prepared to provide general anomaly indices classifying the sampling cells according to their prospecting importance. Promising targets have been recommended this way for future gold prospection.

Összefoglalás

A Tokaji-hegység áttekintő Au-kutató geokémiai felvételét a MÁFI Geokémiai Program a Finn Földtani Intézettel (GSF) együttműködve végezte el. A telkibányai típusú teléres, epitermális nemesfém-ércesedés lehetséges elterjedését kívántuk lehatárolni, meghatározva a részletező kutatások számára legalkalmasabb részterületeket.

¹A kézirat beérkezett: 1993. május
Átdolgozva: 1994. január 31.

²Magyar Állami Földtani Intézet, Geokémiai Program, 1142 Budapest, Pf. 106.

³Finn Földtani Szolgálat (Geological Survey of Finland (GSF))

A hegység területét 207 önálló vízgyűjtő területre osztottuk. Az egyes cellákból párhuzamosan négyféle mintát gyűjtöttünk: 1) nehézasvány (szér) és 2) finomfrakció mintát a kifolyási pontokon a patakok mederülékéből, 3) talaj- és 4) közettörmelék mintákat az egyes vízgyűjtők több pontjáról. Ezekből félkvantitatív és kvantitatív elemzések készültek.

Az érces elemek paragenetikus társulásait és anomális területeit változatos statisztikai módszerek segítségével határoztuk meg. Mivel eloszlásaink többsége szélsőségesen aszimmetrikus volt, a robusztus eljárásokat részesítettük előnyben. A térképek egy részét a MÁFI-ban (mozaik változatok), másik részét a GSF-ben (ponttérképek) szerkesztettük. A reménybeli továbbkutatási területek kijelölésére legalkalmasabbnak az anomália-additív mozaiktérképek bizonyultak. Ezek több mintavételi mód és több elem együttes értékelésével készültek.

Key words: geochemical prospecting, gold, Neogene, volcanics, Hungary

Bevezetés

A Tokaji-hegységben a középkor óta folyt nemesfém bányászkodás. A terület egyes részein ennél fogva többször is végeztek különféle ércutató munkákat, bár egységes felvételre sohasem került sor. Geokémiai vizsgálatok ZENTAI (1964, 1965), ELSHOLTZ és NÉMETH (1969), valamint VETŐ (1971) nevéhez kötődnek. A földtani, ércföldtani és egyéb vizsgálatok eredményeit SZÉKYNÉ FUX V. (1970), MÁTYÁS (1978) és GYARMATI (1981) foglalta össze. A megismert előfordulások közül első helyen említendő Telkibánya évszázadokig bányászott ércesedése (szarmata andezit-riolit vulkanizmushoz kötődő, metasomatikus elváltozású kálitrachitban szubvulkáni, epitermális eredetű arany-ezüst tartalmú telérek). A hegységből leírt cinnabarit és antimonit (KULCSÁR és BARTA, 1969; SZAKÁLL, 1988) csupán ércesedési nyomnak tekinthető.

A rendszeres geokémiai felvételt 1989-ben kezdtük meg a MÁFI Geokémiai osztályán, a tervezést követő valamennyi munkafázisban szorosan együttműködve a Finn Földtani Szolgálat (GSF) geokémikusaival. A mikromineralógiai vizsgálatokat az Országos Érc- és Ásványbányák egri laboratóriumában MECS Tamás végezte.

Területbeosztás, a mintavétel módszere

Az eddig nem ismert nemesfém-ércesedésről a szóródási udvarok és szóródási nyelvek egyidejű vizsgálata alapján kíséreltünk meg információkat nyerni. Ennek érdekében a hegység területét 207, átlagosan mintegy 4 km²-es rész-vízgyűjtőre („cellára”) osztottuk. A cellák kijelölésénél a földtani felépítést, litológiai határokat nem, csupán a vízgyűjtőhatárokat vettük figyelembe.

Négyféle mintavételi eljárást alkalmaztunk:

- a patakok és időszakos vízfolyások medreiből
 - széreléses és
 - finomfrakció (stream sediment) mintavételt;
- a lehordási területeken pedig
 - metallometriai talaj- és
 - litogeokémiai mintázást

végeztünk.

A szér- és „finom” mintákat a cellák kifolyási pontjairól gyűjtöttük (előbbieket lehetőleg a durvább törmelékes, utóbbiakat a jóformán áramlásmentes helyeken leülepedett agyagos-iszapos, szervesanyagban dús hordalékból).

A talaj- és törmelékmintákat — cellánként 2—10 darabot — a lefordási irányok figyelembevételével, többé-kevésbé egyenletesen terítve szedtük be. Törekedtünk arra, hogy a mintákat a természetes növénytakaróval fedett területeken, a gyökérzetet letakarítva, az *A* szint aljából gyűjtjük. Kerültük az áthalmazott riolituffával és laza üledékekkel borított részeket. A közettörmelékét a talajminták 10—15 m-es körzetéből gyűjtöttük. Az egyes részminták 15—20, mogorónyi kőzetdarabkból álltak össze.

Mintaelőkészítés, analitikai módszerek

A szérelési maradékból először a mágneses frakciót választottuk le (kézi mágnessel), majd ezt követően bromoformos szeparálást végeztünk. A roncsolásos anyagvizsgálatra kerülő részt 0,06 mm szemnagyság alá törtük. A finommintákat eleve a légszáraz hordalék ilyen lyukméretű szitán áthullott részéből nyertük, így ezek törésére nem, csupán lazítására volt szükség.

A törmelékminták törés, a talajokat a finom mintákéhoz hasonló szitálás után összevontuk, így cellánként és közegenként csak egy-egy elemzés készült.

Az egyes mintákból 32 alkotós optikai emissziós színképelemzés (MÁFI), atomabszorpciós színképelemzés (MÁFI: Au, Hg, GSF — kontrollminták: Au, Ag, Sb, As, Hg), valamint folyamatos hidridtechnikájú induktív csatolású plazma spektrometrikus elemzés (MÁFI: Sb, As) készült.

A továbbiakban csak az arany és néhány geokémiailag fontos elem (Ag, As, Sb, Ba, Hg, Pb) alapadatait mutatjuk be.

A geokémiai paraméterek meghatározása

A várható érték közelítéseként a mediánt, a változékonyság mérőszámaként ennek 99 %-os valószínűségi szinten meghatározott konfidencia-intervallumát fogadtuk el. A gyakorisági görbék felhasználásával határoztuk meg az anomáliák küszöbértékeit: anomáliának a háttéreloszlásból kiemelkedő, magasabb koncentrációtartományba eső önálló gyakorisági maximumok környezetét tekintettük. Egy maximumos, a normálistól szignifikánsan nem különböző eloszlások esetén anomáliaküszöböt nem jelöltünk ki.

Jól érzékelteti az eloszlások kevert jellegét a normál, ill. lognormál eloszlási hipotézis alapján meghatározott anomáliaküszöbök nem 'csekély különbözősége (1. táblázat). Így a robusztus statisztikai eljárásokat kellett előnyben részesítenünk, a kapcsolatok szignifikanciáját rang-módszerekkel vizsgáltuk.

A szolgáltatott információk eltérő jellege folytán célszerűnek tűnt megvizsgálni, mennyiben hasonlít, illetve tér el a négy mintatípus alapján kapható geokémiai kép. Az együttes változás mértékét rangkorrelációs számítással határoztuk meg (2. táblázat). Az SPSSPC+ programcsomag által számított *r* értékeket ugyan rendszeres kötési hiba terheli, de kvantitatív elemzéseknél ez csak jelentéktelen torzulásokat okoz (FÜGEDI, sajtó alatt). A félmennyiségi módszerrel meghatározott Ba és Pb esetében azonban bizonyított, hogy a korrelációs együtthatók abszolút értékei a 2. táblázatban megadottnál kisebbek.

1. táblázat. Néhány fontosabb elem várható értékei és anomáliaküszöbei (g/t) az egyes mintavételi közegekben

Table 2. Median values and confidence intervals of elements for different sampling media (ppm)

elem element	minta/közeg sampling media	várható érték median value		anomáliaküszöb normál eloszlás szerint	anomáliaküszöb (lognormál eloszlás szerint)
		medián median value	konfidencia- intervalluma confidence interval	threshold value (normal distribution)	threshold value (lognormal distribution)
Au	szér	0,005	0,003—0,007	0,043	0,16
	finom	<0,001	—	0,006	0,009
	talaj	<0,01	—	0,006	0,005
	kőzet	0,001	0—2,5	0,011	0,021
Ag	szér	<0,4	—	0,4	—
	finom	<0,4	—	0,4	—
	talaj	<0,4	—	0,4	—
	kőzet	<0,4	—	0,4	—
As	szér	<1,0	—	39	17
	finom	4,0	2,0—5,0	60	50
	talaj	6,2	3,5—7,5	68	80
	kőzet	5,5	4,5—8,5	68	100
Sb	szér	<1,0	—	5,9	1,0
	finom	<1,0	—	6,0	1,0
	talaj	<1,0	—	4,6	4,5
	kőzet	<1,0	—	13,0	1,0
Ba	szér	47	25—50	—	400
	finom	880	800—1240	—	—
	talaj	880	800—1200	—	—
	kőzet	880	800—1200	—	—
Hg	szér	0,315	0,265—0,395	0,86	10
	finom	0,28	0,24—0,33	0,8	1,5
	talaj	0,22	0,17—0,27	0,7	1,6
	kőzet	0,15	0,12—0,17	0,7	3,0
Pb	szér	35,5	20—50	—	160
	finom	46	32—50	—	—
	talaj	41,5	32—50	—	—
	kőzet	48	32—50	—	—

Abbreviations:

szér = heavy mineral concentrate
 finom = fine fraction of stream sediment
 talaj = composite soil samples
 kőzet = composite rock fragment samples

2. táblázat. Spearman-rangkorrelációk a négy párhuzamos mintatípus összevetésére

Table 2. Spearman rank correlation values to compare sampling media by pairs.

Elem <i>Element</i>	Mintatípusok (páronként) <i>Types of samples by pairs</i>					
	szér/ /finom	szér/ /talaj	szér/ /kőzet	finom/ /talaj	finom/ /kőzet	talaj/ /kőzet
Au	0,387	0,220	-0,400	0,171	-0,127	0,259
As	0,596	0,481	0,422	0,473	0,564	0,704
Ba	0,101	0,004	0,243	0,228	0,343	0,198
Hg	0,230	0,098	0,351	0,217	0,245	0,191
Pb	0,058	-0,035	0,119	0,223	0,252	0,187
Sb	0,230	0,475	0,339	0,652	0,326	0,434

Abbreviations:

szér: heavy mineral concentrate

finom: fine fraction of stream sediment

talaj: composite soil samples

kőzet: composite rock fragment samples

(Italics and bold values with 95 % and 99 % significance, respectively)

A számítások eredményeit nagyban befolyásolja, ha az adathalmazban sok azonos (pl. a kimutatási határ alatti) érték szerepel. Ezért az együttthatókat csak a táblázatban feltüntetett elemekre határoztuk meg, és csak azokat a cellákat vettük figyelembe, amelyekben az illető elem koncentrációja mindegyik mintatípusban a kimutatási határ fölötti. A figyelembe vett minták száma: Au-nál 36, As-re 55, Ba-nál 97, Hg-nál 100, Pb-nál 132 és Sb-nál 15. Ezzel megnöveltük a korrelációs összefüggések megbízhatóságát, de rontottuk azok értelmezhetőségét, mivel egyes elemeknél gyakorlatilag csak az anomáliaterületek kerültek vizsgálatra, míg máskor többé-kevésbé a geokémiai háttér is.

A legegyszerűbb az As és az Sb viselkedése: a mintatípusok bármilyen párosítása erős pozitív kapcsolatot eredményez (bár a kis mintaszám okán az Sb-nál ez nem mindig szignifikáns). A négy mintázási mód alapján kapott anomáliák ezen elemekre mutatják a legjobb fedést. Elég szoros az összefüggés a Hg esetében is — csak a szér- és talaj-minták Hg-tartalma nem korrelál.

A többi elem esetében egyes mintatípusok között hiányzik a szignifikáns kapcsolat. Még ha a két-ét, reprezentativitását tekintve leginkább rokon, azonos helyről gyűjtött mintafajtát, a szér-finom, illetve a talaj-kőzet párost vesszük is, akkor is akadnak eltérően viselkedő elemek (Ba, Pb, illetve Au). A szér- és a kőzettörmelék minták Au-tartalma erős negatív korrelációt mutat!

Az arany a különböző mintavételi közegekben természetesen más-más formában jelenik meg: a szérmintákban többnyire szabad szemmel is látható terméсарany szemcsék képeben, a mederüledék finom frakciójában finomdiszperz terméсарanyként és bonyolult szerves komplexekben egyaránt. A terméсарany 0,01–0,02 mm-es, fémfényű finom-szemcsékből összeálló, élénksárga, szabálytalan alakú, 0,1–0,4 mm-es rögök képeben jelent meg. Az ilyen szemcsék a finommintákba nem kerülhettek be, mivel a 0,06 mm-es szitán fennakadnak! A kőzettörmelékben értelemszerűen a mikroszkópius terméсарany, a talajban pedig a szerves vegyületek szerepe lehet meghatározó. Így az

egyes mintázási közegekben (ahogy azt az 1. táblázat is mutatja) igencsak eltérő várható értékekkel és anomáliaküszöbökkel találkozhatunk.

Az együtthatókat mintatípusonként összegezve megállapítható, hogy a legszorosabb kapcsolat a talaj- és a kőzetminták elemzése között figyelhető meg. A finomfrakció minták mind a három másik módszerrel jó egyezést mutatnak. Mivel a felvételi mód munka- és költségigénye a legkisebb, a nemzetközi gyakorlatnak megfelelően hazánkban is kiemelt szerepe lehet.

A szér minták mediánjai számos más elemnél is jól elkülönülnek a többi közeg középértékeitől: az As, Ba esetében a szér mediánja kisebb, az Au-nál és Hg-nél pedig nagyobb, mint a finom-, talaj- és törmelék mintáké. Ennek alapján jó közelítéssel meg is határozhatjuk, melyek azok az elemek, amelyek a felszíni mállás során oldatba kerülnek, és melyek azok, amelyek a törmelékanyagban (annak nehéz frakciójában) halmozódnak át. Az, hogy a Ba az első csoportba kerül, a barit alárendelt szerepére utal. A Ba zöme valószínűleg a kálicföldpáthban fordul elő, majd ennek bomlása után az agyagásványokba épül be. A ténylegesen meglévő baritszemcsékre azonban csak a fizikai mállás folyamatai hatnak valamelyest, s így azok a szérelési maradványban dúsulva hasznos információt hordoznak.

Egy-és többelemes anomáliatérképek

A Tokaji-hegységi Au-indikációk kijelöléséhez a továbbiakban példaként már csak öt elem (Au, Ag, As, Sb, Pb) geokémiai anomáliatérképeit mutatjuk be.

Közvetlen aranyindikációként értelmezhetők a szérelési maradványban látható arany szemcsék. Telkibánya körzetében két mintából sikerült ilyeneket kimutatni. (A szérelési maradvány pirittartalma mindkét mintában 20 % fölött volt.) A pirit rendszeresen a geokémiai anomáliaterületeken jelenik meg.

A korrelációs számítások eredményei alapján az adott mintasűrűség mellett az arany az Ag-As-Sb-K-(Pb)-mal együtt fordul elő (K- és Na-elemzések csak a közettörmelék mintákból készültek). Az egyes közegekből mért mennyiségek szignifikáns pozitív kapcsolatot mutatnak. Anomáliák területi egybeesése megfelelő, a zonalitási törvényszerűségek kimutatása azonban csak részletesebb felvétellel lehetséges.

Az elem társulás egyes tagjaira mintavételi közegekenként külön-külön anomáliatérképet szerkesztettünk. Kétféle térképi megjelenítési formát használtunk. Helsinkiben (GSF) a tényleges koncentráció-értékekből a kumulatív gyakorisági görbe alapján szerkesztettünk számítógépes ponttérképeket, míg a MÁFI-ban az adatok egyszerű formalizálását (az anomális értékeket 1-nek, a háttér-koncentrációkat 0-nak vettük) követően közegekenkénti, majd összesített, ún. anomália-aditív folt- vagy mozaiktérképeket készítettünk, amelyek közvetlenül utalnak arra a területre, amelyről az anomáliák származhatnak. (Az anomália-aditív térképek, amelyeken együttesen vizsgálhatjuk az Au és a társult nyomelemek megjelenését azonos vagy különböző közegekben, egyebek között azzal az előnyös tulajdonsággal is rendelkeznek, hogy kompenzálják az alacsony koncentráció-tartományban óhatatlanul megnövekedő véletlenszerű analitikai hiba okozta, egy-egy elemet érintő torzulásokat.)

A szérelési maradék aranyszemcséi mellett szintén közvetlen indikációnak tekinthetjük a több mintavételi közegben is kimutatott, foltokba rendeződő anomális aranytartalmakat. A talaj, a közettörmelék, a finomfrakció és a szér (nehézsavany koncentrátum) közegekre készült anomáliatérképeken (1—4. ábra) látható ezek területi elrendeződése. Az 5. ábrán az Au-nak a négy mintázási közegzet egyesítő, összefoglaló anomália-additív geokémiai térképét láthatjuk.

Közvetett Au-indikációs ismérvként vettük számításba az aranyhoz erős affinitást mutató elemekről nyert adatainkat. A 6. és 7. ábrákon a metallometriai felvétel As- ill. Sb-anomáliáit láthatjuk.

Természetesen nemcsak egy-, hanem többelemes geokémiai anomáliatérképeket is készítettünk. A 8. ábrán egy ilyen térképet mutatunk be példaként. A térkép öt elemre és a mintázott négy közegre együttesen adja meg az additív anomáliaképet, növelve a körülhatárolás megbízhatóságát.

Összefoglalás

A geokémiai térképek értékelése révén az alábbi nagyobb indikációs területek rajzolódnak ki: Telkibánya tágabb környezete, Felsőregmec—Vilyvitány vidéke, Rudabányáscka környéke, Erdőbénye—Mád vidéke és a Szerencsi-dombság egy része.

Telkibánya és Rudabányáscka környezetének ércesedése régóta ismert (GYARMATI, 1981; MÁTYÁS, 1978, stb.). Az általunk választott módszer alkalmazhatóságát igazolja, hogy ezek a körzetek egyértelmű, határozott anomáliaterületekként jelentkeznek a geokémiai felvételen is.

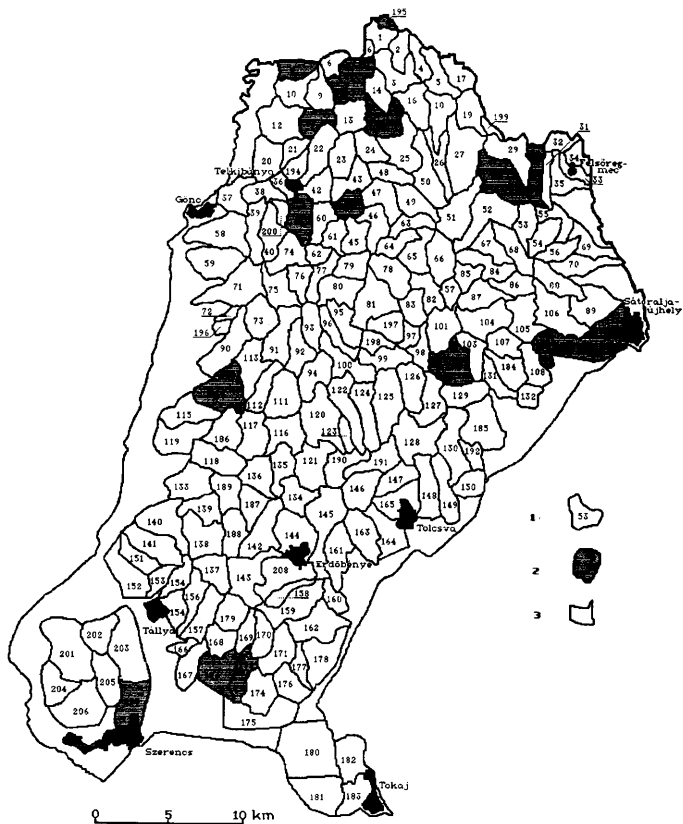
Felsőregmectől északra, szlovák területen az utóbbi években jelentős geokémiai anomáliákat mutattak ki (NAGY et al., 1989), ezek eredetének tisztázására a határ mindkét oldalán szelvényyszerű talajvizsgálatokat folytattunk. Szintén szlovák területen a vilyvitányi metamorfitok folytatásában kvarcerekhez kötődő gyenge aranyindikációkat figyeltek meg. A határmenti együttműködés eredményei (HORVÁTH et al. 1992; ZALAI, 1993) alapján feltételezhető, hogy ezek a kvarcerek szintén a fiatal vulkáni tevékenységet kísérő hidrotermális folyamatok termékei.

Az áttekinthető geokémiai felvételnek az a legnagyobb eredménye, hogy eddig nem ismert területeken is kijelölhetővé tette a geokémiai Au-anomáliákat, lehetővé téve a részletező geokémiai kutatásra érdemes területrészek kiválasztását.

Irodalom — References

- ELSHOLTZ L. & NÉMETH L. (1969): Ércelőfordulások szóródási udvarának felderítésére alkalmas módszer. (Method suitable for finding out dispersion aureoles of ore occurrences.) — Hidrológiai Közöny 1969/6 258—272. (In Hungarian with German summary)
- FÜGEDI U. (in press): Rosszul számolnak rangkorrelációt egyes statisztikai programcsomagok. (Rank correlation values are incorrectly given by some statistical program packages). — Annual Report of the Hungarian Geological Institute of 1992) M. áll. Földtani Int. Évi Jel. az 1992. évről. (in press)
- GYARMATI P. (1981): Jelentés a „Tokaji hegységi alunit és ércprognózis” c. kutatási munkában végzett munkáról. (Report on the progress of work in the project: Alunite and ore prognosis in the Tokaj Mts). Manuscript. (In Hungarian) Kézirat, MÁFI Adattár.

- HORVÁTH I., GRILL J., FÜGEDI U., TUNGLI Gy. & ÓDOR L. (1992): Jelentés a Korom-hegyi (Tokaji-hegység) Au-kutató metallomatriai felvétel eredményei c. kutatási témában végzett munkáról. (Results of the metallometric survey for gold of the Korom hegy, Tokaj Mts). Manuscript. (In Hungarian) Kézirat, MÁFI Adattár
- KULCSÁR L. & BARTA I. (1969): A sárospataki higanyérckutatóással kapcsolatos kőzettani és geokémiai vizsgálatok. (Petrological and geochemical studies related to mercury shows at Sárospatak). Manuscript. (In Hungarian) Kézirat, MÁFI Adattár.
- MÁTYÁS E. (1978): A Tokaji hegység ércindikációi. (Ore indications of the Tokaj Mts.) Manuscript. (In Hungarian) Kézirat, MÁFI Adattár.
- NAGY I., CSONGRÁDI J. & ÓDOR L. (1989): Az Eperjes-Tokaj ércesedésének tanulmányozása. Útjelentés (Kassa). (Ore mineralization of the Prešov-Tokaj range. Report on a study trip to Kassa (Košice, Slovakia.) Manuscript. (In Hungarian) Kézirat, MÁFI Adattár.
- SZAKÁLL S. (1988): Előzetes jelentés a „Tokaji-hegységi Hg-Sb indikációk ásványtani-geokémiai és földtani-teleptani vizsgálata” c. kutatási szerződésről. (Preliminary report on the geological and mineralogical-geochemical studies of the Hg and Sb indications in the Tokaj Mts). Manuscript. (In Hungarian) Kézirat.
- SZÉKYNÉ FUX V. (1970): Telkibánya ércesedése és kárpáti kapcsolatai. (Relationships with Intra-Carpathian Metallogenic Processes: Petrogenetic Evolution and Mineralization). Akadémiai Kiadó, Budapest, 266 p. (In Hungarian, with English summary)
- VETŐ I. (1971): A Tokaji-hegység szarmata hévforrástavi képződményeinek ritkalelem indikációi. (Rare element indications in the hydrothermal-lacustrine formations of the Tokaj Mts). — Annual Report of the Hungarian Geological Institute of 1969) M. áll. Földtani Int. Évi Jel. az 1969. évről, 477—484. (In Hungarian with English summary)
- ZALAI P. (1993): Jelentés. Tokaj-hegységi aranykutatás. Geofizikai mérések, 1992. (Gold prospecting in the Tokaj Mts. Report on the geophysical survey carried out in 1992. Manuscript.) Kézirat, MÁELGI Adattár.
- ZENTAI P. (1964): Geokémiai térképezés a Tokaji hegységben. (Geochemical mapping in the Tokaj Mts). — Annual Report of the Hungarian Geological Institute of 1962) M. Áll. Földtani Int. Évi Jel. az 1962. évről, 437—447. (In Hungarian with English and Russian summaries)
- ZENTAI P. (1965): A Tokaji-hegységi geokémiai adatok feldolgozásának tapasztalatai. (Preliminary statistical evaluation of geochemical data from the Tokaj Mts). — Annual Report of the Hungarian Geological Institute of 1963) M. áll. Földtani Int. Évi Jel. az 1963. évről, 265—278. (In Hungarian with English summary)



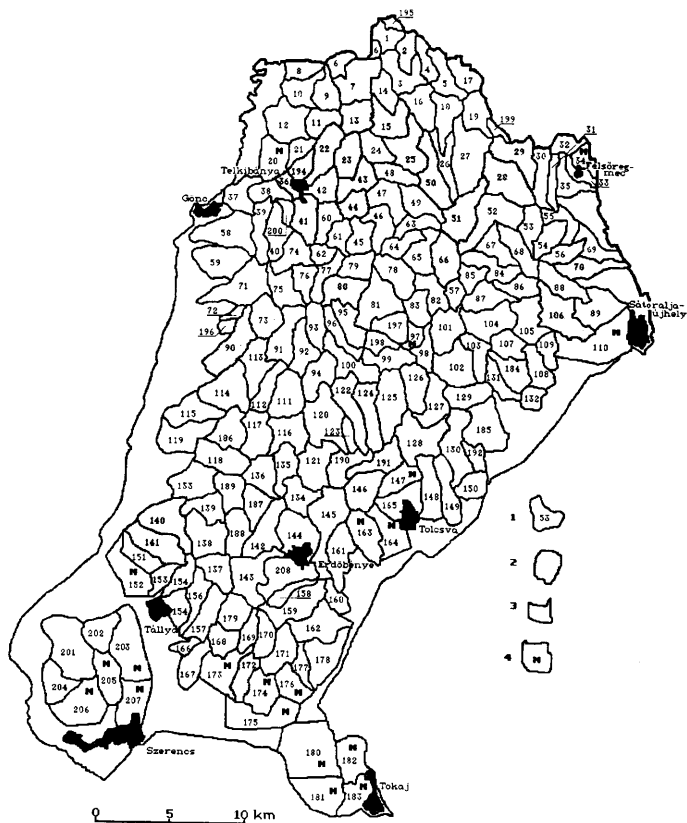
1. Az Au eloszlása az összetett talajmintákban (készült a MÁFI-ban). 1. a mintázott rész-vízgyűjtő, 2. a küszöbérték (6 mg/t) fölötti koncentrációk, 3. a küszöbérték alatti koncentrációk.

Fig. 1: Distribution of gold in the composite soil samples (plotted in the Hungarian Geological Survey). 1. the sampled catchment area, 2. concentrations above threshold value (6 ppm), 3. concentrations below threshold value



2. Az Au eloszlása az összetett kőzettörmelék mintákban (készült a MÁFI-ban). 1. a mintázott rész-vízgyűjtő, 2. a küszöbérték (11 mg/t) fölötti koncentrációk, 3. a küszöbérték alatti koncentrációk, 4. nincs adat.

Fig. 2: Distribution of gold in the composite rock fragment samples (plotted in the MÁFI) 1. the sampled catchment area, 2. concentrations above threshold value (11 ppm), 3. concentrations below threshold, 4. no data.



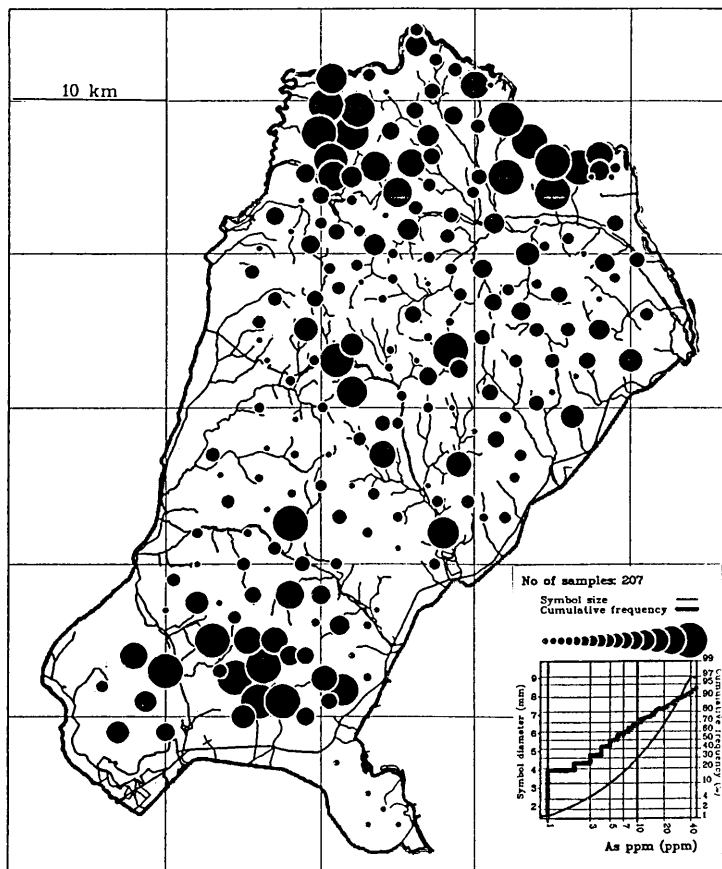
3. Az Au eloszlása a finomfrakció (stream sediment) mintákban (készült a MÁFI-ban). 1. a mintázott rész-vízgyűjtő, 2. a küszöbérték (6 mg/t) fölötti koncentrációk, 3. a küszöbérték alatti koncentrációk, 4. nincs adat.

Fig. 3: Distribution of gold in the fine fraction of stream sediment samples (plotted in the MÁFI). 1. the sampled catchment area, 2. concentrations above threshold value (6 ppm), 3. concentrations below threshold, 4. no data.



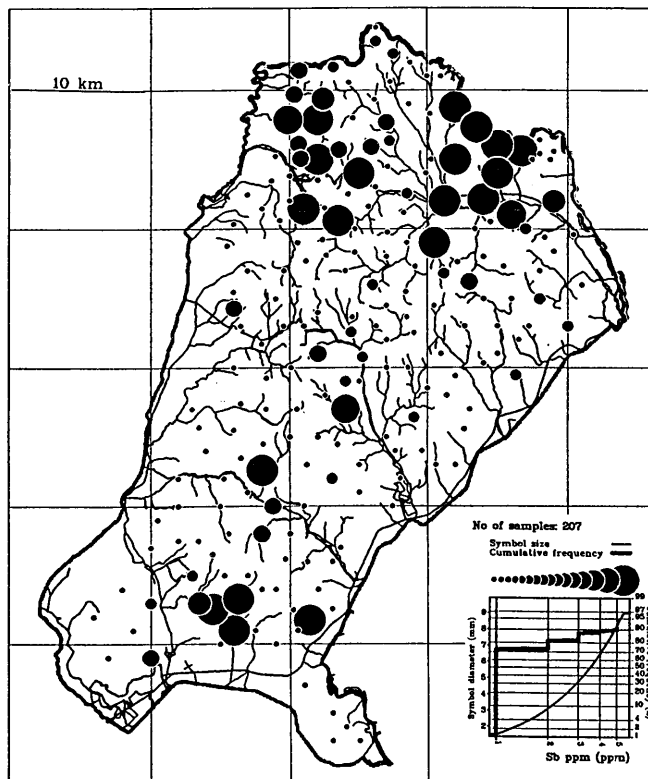
4. Az Au eloszlása a szénmintákban (nehézsávány koncentrátumban) (készült a MÁFI-ban). 1. a mintázott rész-vízgyűjtő, 2. a küszöbérték (43 mg/t) fölötti koncentrációk, 3. a küszöbérték alatti koncentrációk, 4. nincs adat.

Fig. 4: Distribution of gold in the heavy mineral concentrate samples (plotted in the MÁFI). 1. the sampled catchment area, 2. concentrations above threshold value (43 ppm), 3. concentrations below threshold, 4. no data



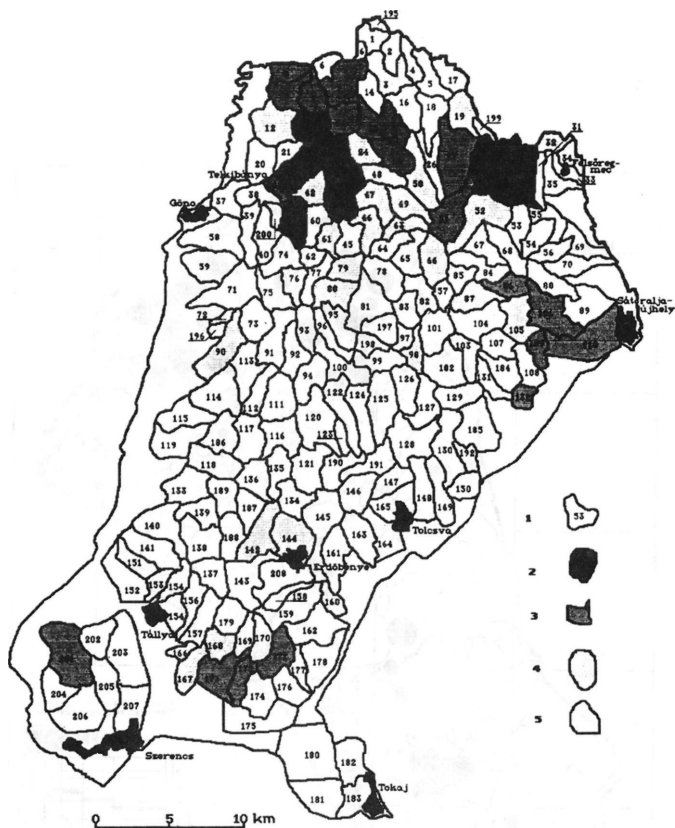
6. Az As eloszlása az összetett talajmintákban. (Készült Helsinkiben — GSF.)

Fig. 6: Distribution of arsenic in the composite soil samples (plotted in the Geological Survey of Finland -GSF)



7. Az Sb eloszlása az összetett talajmintákban. (Készült Helsinkiben — GSF.)

Fig. 7: Distribution of antimony in the composite soil samples (plotted in the GSF)



8. Az Au, Ag, As, Sb és Pb anomália-additív geokémiai anomáliatérképe a négy mintázott közegre együttesen (szér, finom, talaj, kőzet). (Készült a MÁFI-ban.) 1. a mintázott rész-vízgyűjtő,

2. az anomália additív mutató értéke ≥ 8 ,

4. az anomália additív mutató értéke 3-4,

3. az anomália additív mutató értéke 5-7,

5. az anomália additív mutató értéke ≤ 2

Fig. 8: Anomaly-additive geochemical map of five elements (Au, Ag, As, Sb and Pb) for all four sampling media taken together (plotted in the MÁFI) 1. the sampled catchment area

2. the value of the anomaly-additive index ≥ 8 4. the value of the anomaly-additive index : 3-4

3. the value of the anomaly-additive index : 5-7 5. the value of the anomaly-additive index ≤ 2

Relatív vízszíntingadozások rétegtani-szedimentológiai bizonyítékai az Alföld pannóniai s.l. üledékösszletében¹

Sedimentological and stratigraphical evidences
of water-level fluctuations in the Pannonian Lake

JUHÁSZ Györgyi²

(9 ábrával)

Összefoglalás

A szerző az Alföld középső része pannóniai s.l. képződményeinek részletes vizsgálata során felmerült problémák ősföldrajzi-fejlődéstörténeti okait taglalja a dolgozatban. Az Alföldön oly jól követhető litofácies egységek a vizsgált terület ÉK-i részén, egy meghatározott sávban, korábban korrelációs problémát okoztak, amelyet most a részletesebb vizsgálatok a relatív vízszint változásaira, erős tektonikai hatásokra, valamint az ezek következtében létrejött, több irányból történő üledékbehordódás összefogazódására vezetnek vissza. A változásokat az egész Alföld területén követve kiderült, hogy kevésbé pregnánsan ugyan, de a Duna–Tisza-közén is észlelhetők ezek a jelenségek. A fáciesvizsgálatok alapján gyakorlatilag sikerült követni a relatív vízszint változásait, amelyek a Pannon-beltenger partvonalának hosszabb idejű stagnálását, és kismértékű ingadozását, ennek következtében igen vastag delta front üledéksor lerakódását okozták.

Abstract

The regularities in the sedimentation of the Pannonian lake in the area of the Hungarian Plain are relatively well-known, as for the deep-water sedimentation of basin plain and gravity flows, producing basinal muds (Nagykörű and Tótkomlós Formation) and turbidites and associated facies (Szolnok Formation); large fluvial discharge of siliciclastic sediments, resulting in fine-grained Gilbert-type deltas, with steep slope (Algyó Formation) and thick delta front multi-storey mouth-bar sequences (Törtel Formation). In the uppermost part of the sequence the alluvial sediments (Zagyva Formation) can be found in a varying thickness (Figs. 3–5).

The different facies associations can be detected over long distances all over the basin, and are well mappable, even the deltaic successions are conspicuously continuous caused by the large sediment supply and the lobate type deltas (JUHÁSZ, 1991, 1992a). The main delta systems came from the NW and from the NE directions in the Hungarian part of the basin. Sedimentary supply

¹A kézirat beérkezett: 1993. május 5.

Átdolgozva: 1994. január 31.

²MOL Rt. 1311 Budapest, Pf. 43.

was coarser-grained and larger from the NW and finer-grained from the NE, depending on the hinterland. This caused some differences between E and W in the geometry of facies, which was also affected by the paleomorphology and thermal subsidence of the basin.

Peculiarities of sedimentation are caused on one hand by relative lake-level fluctuations, on the other hand by the above mentioned differences in sediment input. The relative water-level changes were affected mainly by strong tectonics, differential thermal subsidence, and probably also by eustasy, although we know nothing about the connections, and there are no faunistic evidences. Changes can be caused also by changes of climate.

Nevertheless, the fluctuations can be detected by the great variances in the thickness of the delta front, delta plain facies associations (Törtel Formation), its extreme thickening in a special zone around the Hungarian Plain, where also the alluvial sediments pinch out above them (Fig. 8), and a confusion in the sedimentary succession in the NE part of the basin, which could not be interpreted earlier. Here the offshore and delta front successions interfinger in a large scale. The whole thickness of this interface area reaches 1000 m, while close to here, inside the basin the thickness is only 50–100 m, representing only incised valley fills or lowstand wedges (Fig. 3–4). The interfingering zone can be detected around the NE part of the basin, its width is about 20–30 km.

Evidences show that the eastern shoreline moved in this interfingering zone for a long time while progradation of deltas and transgression (relative rise of lake-level), alternate several times, creating this strange succession in the NE part (Figs. 2–3, 4, 9). On the basis of sequence stratigraphic interpretation by well logs, five sequences could be differentiated, not defining the hierarchy of sequences (Figs. 6–7).

In the western part of the basin, however, this disturbance cannot be identified, except in the extreme thickening of the multistorey delta front units (Törtel Formation), i.e. the aggradational parasequence sets. It was caused by the fact, that the delta system, arriving from the NW, was larger with rapid and great amount of sediment supply, where the rate of deposition sometimes exceeded or could keep on with the rate of accommodation.

In conclusion this zone of aggradation where the shoreline moved for a long time and the Törtel Formation thickens so much, could be mapped basinwide. Therefore it shows the evidence that this phenomena was not local as thought earlier on the basis of the facies interfingering zone, but was caused by basinwide relative lake-level fluctuations.

Key words: sea level changes, sequence stratigraphy, sedimentology, Neogene, Pannonian basin

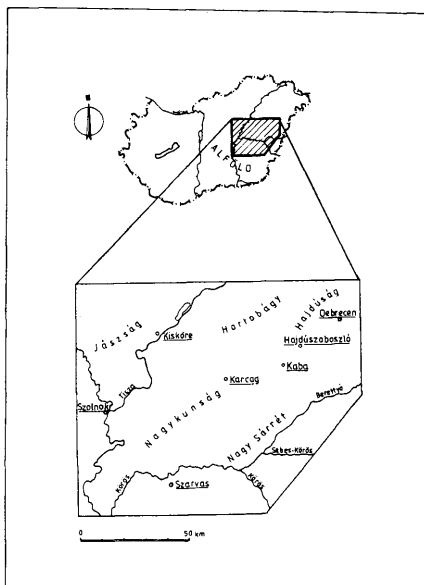
Bevezetés

Átfogó szedimentológiai és kőzetrétegtani vizsgálatok a pannóniai s.l. üledéskor litofácies és litosztratógráfiai egységeinek meglehetősen jó térbeli követhetőségét bizonyították az egész Alföldön. Már a nagyobb vonalú térképezés során is kirajzolódott azonban egy kisebb, viszonylag jól körülhatárolható terület, ahol a korreláció nehézségekbe ütközött (JUHÁSZ, 1991, 1992).

Ezen a területen az egyes litofácies egységek több ritmusban megtalálhatók egymás fölött. Egyes esetekben két-háromszor ismétlődve követik egymást a nyíltvízi pelites, és a partközeli, felfelé durvuló szemcseméretű, aleuritos-homokos kifejlődésű rétegsorok, ráadásul egymáshoz közel eső fúrásokban is teljesen eltérő mélységközökben. Legfeltűnőbb és legjellemzőbb példája a Nagyiván–1 és a Nagyiván–2 fúrás összehasonlítása során adódott. Mindehhez társult az a tény, hogy a rétegsor legfelső szakaszán nem található meg az a jellegzetes karotázs szelvényalak

rendelkező folyóvízi-ártéri-édesvízi tavi együttes (Zagyvai Formáció), amely a környezetében pedig mindenütt azonosítható.

Első közelítésben érthetetlennek tűnt ez a látszólagos összevisszaság, amely határozottan elcsúfította az oly szépen kialakult földtani képet. „Összefogazódásnak” neveztük el, hiszen valószínűnek látszott, hogy két irányból történő felhalmozódással van dolgunk. Arra a kérdésre azonban nem sikerült választ kapnunk, mi az oka a jelentős mélységbeli eltéréseknek?

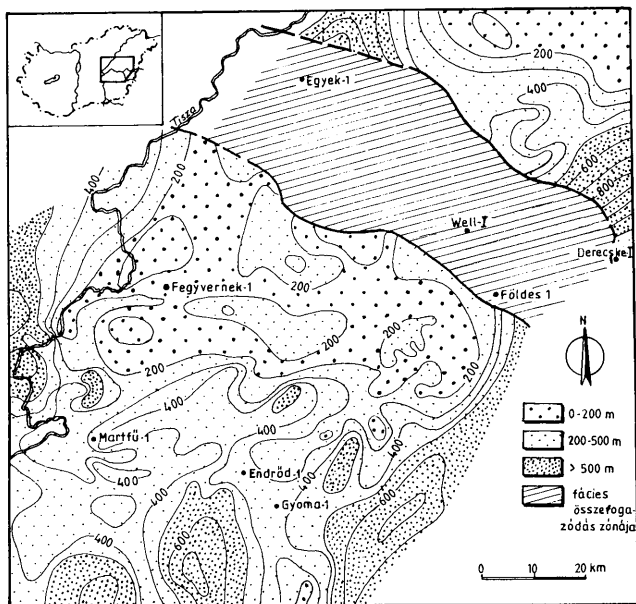


1. ábra. A részletesebb rétegtani-szedimentológiai vizsgálatok területének helyszínrajza.

Fig. 1. Location map of the area of detailed sedimentological-stratigraphical studies.

A területet közelebbről vizsgálva, az egyes fúrások rétegsorát tüzetesebben elemezve érdekes ösföldrajzi kép rajzolódott ki előttünk. Az is kiderült, hogy a lokálisnak tűnő jelenség, bár sokkal kevésbé pregnánsan, de regionálisan követhető bizonyos területen az Alföldön. Jelen tanulmány az ezek alapján leszűrhető fejlődéstörténeti következtetéseket tárgyalja.

Az eredeti részletes szedimentológiai-rétegtani elemzés tárgyát képező terület látható az 1. ábrán (JUHÁSZ, 1992b), az eredmények ismeretében azonban a nagyvonalú vizsgálódást kiterjesztettük az egész Alföldre.



2. ábra A Törteli Formáció (delta front-delta síkság fácies) vastagság térképe.

Fig. 2. Isopach map of the Törteli Formation (delta front-delta plain facies). In the zone of facies interfingering the isopach map is not drawn.

Litosztratigráfia és litofáciesek

A vizsgált terület és környezete rétegtani felépítésének vizsgálata során hat formációt sikerült elkülöníteni: a Tótkomlói, Nagykőrüi, Szolnoki, Algyői, Törteli és Zagyvai Formációkat.

A formációk részletes elemzésére most nem térünk ki, hiszen átfogó leírásuk az Alföldről a közelmúltban került publikálásra (JUHÁSZ, 1991, 1992a; JUHÁSZ és MAGYAR, 1992), valamint korábban számos cikkben — bár más alföldi területekről — találkozhattunk közettani elemzésükkel (MUCSI és RÉVÉSZ, 1975; GAJDOS et al., 1983; JÁMBOR, 1980, 1985, 1989; BÉRCZI és PHILLIPS 1985, BÉRCZI et al. 1987; RÉVÉSZ et al., 1989), valamint az üledékes közettani morfológiai vizsgálatokkal (GEIGER és RÉVÉSZ, 1987; GEIGER, 1988).

Az Algyői és a Törteli Formáció elterjedése általános a területen, míg a többi litosztratigráfiai egység egyes részekén kiemelkedni látszik. A finomhomokos turbidit fációs Szolnoki Formáció csak a mélyzónákban található, ott a nyugati részen általános, míg a vizsgált terület keleti részén, a Derecskei-árokban csak a Derecske—1 fúrás harántolta, az azonban igen nagy (1020m) vastagságban. Az árok szárnyain mélyült fúrások vastag pelites rétegsort fúrtak át, amely az Algyői Formációba sorolható, és lejtő, ill. mélyvízi fációs képződményeket tartalmaz. Itt tehát az Algyői Formáció jóval vastagabb, mint az Alföld egyéb területein.

A Zagyvai Formáció, amelyet alluviális üledékek építenek fel, a Tiszától Ny-ra kiemelkedni látszik, illetőleg elvékonyodik, csak a Duna—Tisza-köze É-i részén azonosítható, valamint kiemelkedik félkörívben a terület ÉK-i részén nyomunkövethető fációsösszefogazódási zónában is.

Ugyanebben a zónában észlelhető a Törteli Formáció jelentős kivastagodása (az 1000 m-t is elérheti), valamint a nyíltvízi, pelites (Algyői Formáció) és a partközeli, felfelé durvuló szemcseméretű aleuritos-homokos kifejlődésű rétegsorok (Törteli Formáció) rendkívül fokozatos, laterális összefogazódása. Ez utóbbi jelenség következtében a fúrásokban az említett litofációs egységek vertikálisan két-háromszor, ill. többször ismétlődve, kisebb-nagyobb vastagságban követik egymást. Így ezen a területen a vastagságtérképek megszerkesztésére sem kerülhetett sor (2. ábra).

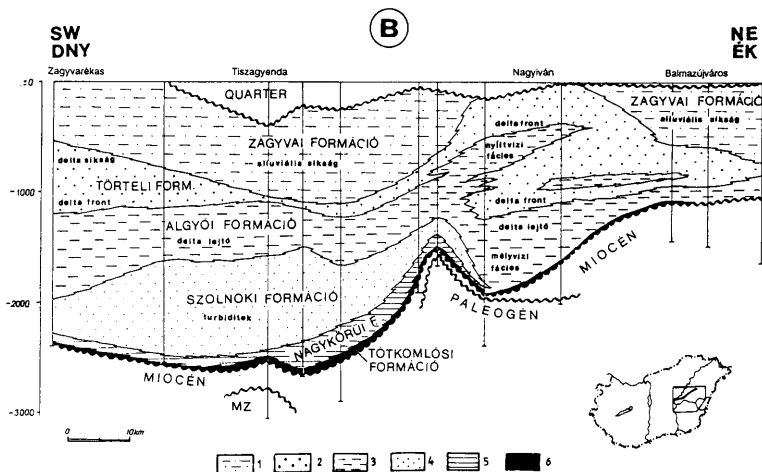
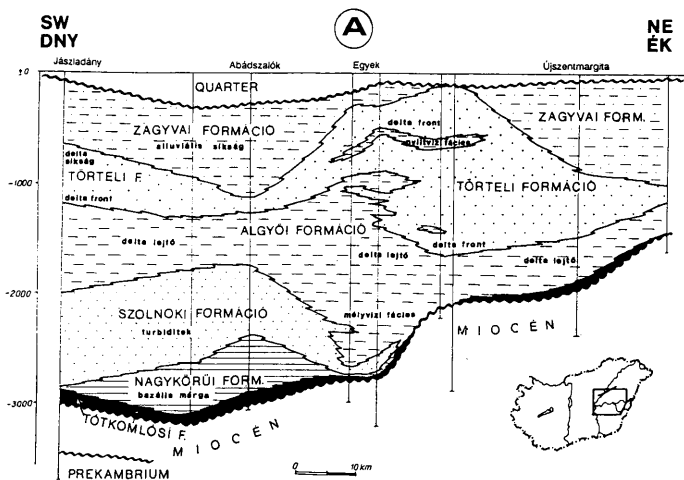
Ugyanakkor a Törteli Formációnak az Alföldön másutt nem észlelhető elvékonyodása figyelhető meg a vizsgált terület középső részén, Tiszaroff, Fegyvernek, Biharnagybajom vonalában. A formációt helyenként csak egy 10—15 méteres bevágódott mederkitöltés képviseli, felsőbb része nagy valószínűséggel erodálódott, illetőleg a partvonal igen gyors progradációja következtében — amelyet az akkori igen alacsony vízállás is felerősített — ki sem fejlődött (2. ábra).

A DNy-ÉK irányfotottságú rétegtani-szedimentológiai szelvények — délről északra haladó sorrendben — jól reprezentálják a vizsgált terület Ny-i és K-i része között fennálló földtani felépítésbeli eltéréseket: a Szolnoki Formáció kiemelkedését kelet felé, a Törteli Formáció vastagságának szélsőséges változásait, egyben magyarázattal szolgálnak az ÉK-i részen felismert fációsösszefogazódás kialakulásának lehetséges okaira is (3a—b, 4b ábra).

A terület nyugati részének földtani felépítését szemlélteti a közel É—D-i irányú rétegtani-szedimentológiai szelvény (5. ábra), míg ÉK-en, az említett fációsösszefogazódást hosszanti irányban kettészelő, az előzőekkel párhuzamos szelvény ettől merőben eltérő rétegsort mutat (4a ábra). Ez utóbbi szelvény, mivel (fúrások hiányában) megtörik, hirtelen kilép a fációsösszefogazódási zónából.

Szekvencia sztratigráfiai vizsgálatok a fációsösszefogazódási zónában

A geológia talán leggyorsabban és legdinamikusabban fejlődő ága napjainkban a szekvencia sztratigráfia, amely szinte forradalmasította a sztratigráfiát az elmúlt évtizedben. E tisztán fizikai sztratigráfia a relatív tengerszint ingadozások révén dinamikai alapokra helyezi az eddigi leíró jellegű sztratigráfiát. A szeizmikus eredmények alapján POGÁCSÁS, TARI és VAKARCS kutatásai folyamatban vannak az Alföld neogén süllyedékeinek vizsgálatában (TARI et al., 1992; POGÁCSÁS et al., 1992;



VAKARCS et al., 1992). Egyelőre azonban nem tisztázott, hatottak-e és milyen módon az eusztatikus változások a Pannon-tó vízszintjére.

Jelen tanulmány azokra a lehetőségekre szeretne rámutatni, amelyek az egyes üledékes fáciesek és a karotázsszelvények vizsgálata során felmerültek (VAIL, 1987; VAIL et al., 1991; VAN WAGONER et al., 1990).

Az Alföld ÉK-i területén a rétegsor jelentős fáciesisméltódását jellemzi egy fúrák rétegsorának szekvencia sztratigráfiai szempontból történő értelmezése (Well—I). Az eltérő méretarányban ábrázolt szelvényeken (6–7. ábra) jól látható, hogy nagyobb léptékben több regressziós progradáció és transzgressziós sorozat ismétlődik egymás felett, amelyek egyben a maximális elárasztási felszíneket (maximum flooding surface = MFS) és a szekvencia határokat (sequence boundary = SB) is kijelölik (6. ábra). Az egyes regressziós és transzgressziós összletek (rendszer egységek) vastagsága merőben eltér egymástól az egyes szekvenciákban.

Az értelmezésből kitűnik, hogy a vastag delta sorozatot elsősorban nagyvízi (HST) és transzgresszív (TST) rendszer egységek alkotják. A kisvízi rendszer egység (LST) nem azonosítható az adott felbontású szelvényen, ill. annyira vékony, hogy itt ábrázolására nem nyílt mód. Ez természetes is, hiszen az alacsony vízállás során lerakódott fácieseket a medence mélyebb részeiben kell keresnünk, míg a partközeli környezetekben erodálódtak ebben az időben a rétegsorok, ill. bevágódott medrek formájában lehetnek jelen.

Egy szekvenciát kinagyítva megfigyelhető, hogy a regresszív kiépülő komplexumon (prograding wedge) belül az egyes paraszekvenciák (torkolati zátony rétegsorok), amelyeket elárasztási felszínnek (flooding surface = FS) választanak el egymástól, felfelé vastagodnak és egyre durvább szemcseösszetételűek (7. ábra). Ezt persze befolyásolhatják a szedimentológiai, környezeti változások is, pl. a delta lebenyek áthelyeződése, stb. Majd a transzgresszív rendszer egységben az egyes paraszekvenciák vastagsága és szemcsemérete felfelé haladva a rétegsorban egyre csökken.

Bár a terület részletes szekvencia sztratigráfiai értelmezése meghaladná a dolgozat kereteit, fel kell hívnunk a figyelmet a további ezirányú vizsgálatok jelentőségére, mivel a transzgresszív és regresszív jellegek regionális korrelációra adnak lehetőséget. Nem célszerű azonban a szedimentológiai vizsgálatok elhanyagolása a szekvencia sztratigráfiai értelmezés során.

Mivel jelen feldolgozás alapvetően a közetminták és a karotázsszelvények értelmezésén alapul, a szekvenciák hierarchiáját egyelőre nem állt módunkban meghatározni, hiszen a különböző frekvenciájú, 3., 4. és 5. rendű szekvenciák egymásra épülnek. Ez csak a szeizmikus szelvények alapján történő értelmezésekkel való összevetés után lehetséges.

3. ábra. Vázlatos DNY–ÉK-i irányú rétegtani-szedimentológiai szelvények: A. Jászládány és Újszentmargita között, a vizsgált terület legészakibb részén, B. Zagyvarékas és Balmazújváros között. Az uralkodó közettípusok: 1. aleurolit, agyagmárga és homokkő sűrű váltakozása, 2. közép- és finomszemcsés homokkő, valamint aleurolit, 3. aleurolit és agyagmárga, 4. finomszemcsés homokkő és aleurolit, 5. agyagmárga, 6. mészmárga, márga.

Fig. 3. SW–NE stratigraphical and sedimentological cross sections: A. between Jászládány–Újszentmargita, in the northernmost part of the study area, B. between Zagyvarékas and Balmazújváros. The prevailing rock types: 1. thin-bedded siltstone, claystone and sandstone, 2. medium and fine-grained sandstone, as well as siltstone, 3. siltstone and claymarl, 4. fine-grained sandstone and siltstone, 5. clay marl, 6. calcareous marl and marl, others: see Fig. 9.

Annai azonban bizonyos, hogy több szekvenciát tudtunk elkülöníteni a vizsgálat során ezen a területen, tehát jelentős relatív vízzintingadozásoknak lehetünk tanúi, amely már a litofaciesek változékonyságában is jelentkezik. Hogy nem pusztán a delta lebenyek áthelyeződéséről van szó, az elsősorban a rétegsor vastagságából következik, hiszen több száz, esetenként 1000 méteres nagyságrendről van szó. Másrészt azonban az egykori partvonallal közel párhuzamos földtani szelvényen jól látható a faciessorok jelentős térbeli követhetősége is, amely csupán a delta lebenyek áthelyeződése esetén nem lenne lehetséges (4a ábra). A partvonal tehát hosszú ideig ebben a zónában mozgott.

Hasonló módon értelmezhetők a Duna—Tisza-közén bizonyos zónában elhelyezkedő fúrási rétegsorok is, bár ott a vastag nyíltvízi pelites képződmények betelepülése (vagyis a retrogradáló paraszekvenciák sora) nem jellemző. A delta fronton leülepedett torkolati zátonyok azonban szintén több száz méter vastagságban települnek egymás fölött, melyek aggradáló, ill. progradáló paraszekvenciákként értelmezhetők. Az ÉNy-i irányból érkező nagy tömegű behordódás tehát kiegyenlítette az üledékképződés számára rendelkezésre álló megnövekedett teret.

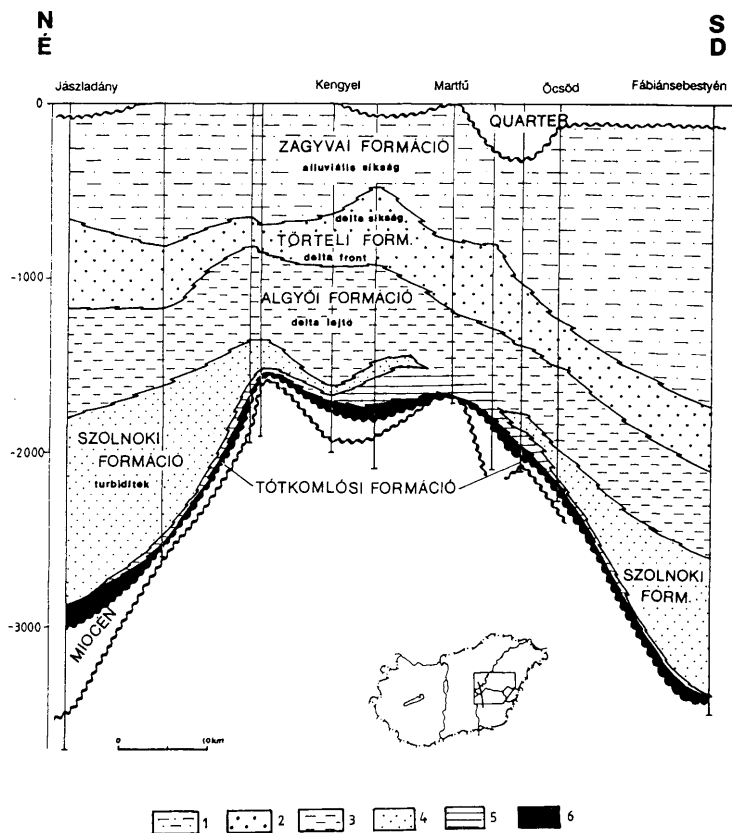
Ha kitérképezzük ezt a területet, amely nagyjából egybeesik a Zagyvai Formáció alluviális képződményeinek kiemelkedésével, azt tapasztaljuk, hogy az Alföldön körben kijelölhető az a sáv, amelyben a partvonal huzamosabb ideig mozgott, ezzel igen vastag partközeli, partmenti rétegsort lerakva (8. ábra). Ez azt jelzi számunkra, hogy egész medencére kiterjedő vízzintváltozásoknak vagyunk tanúi, nem pusztán lokális jelenségeknek, ahogyan azt korábban gondoltuk a faciesszisztefagazdászati zóna esetében.

Fejlődéstörténet

A vizsgált területünkön a szigettenger jellegű üledékgyűjtőben a szarmata idejére, ill. végére tehető általános elsőkétyesedés, ill. relatív vízzintcsökkenés nyomai tapasztalhatók, amelynek okai egyelőre tisztázatlanok. Okozhatta időszakos kiemelkedés, ill. a vízzint süllyedése is. A szarmata-pannon határt a foraminiferák jelentőségének megszűnésével, valamint az endemikus, kis diverzitású molluszkák faunájának elterjedésével datálják.

4. ábra. Vázlatos rétegtani-szedimentológiai szelvények A. ÉNy—DDK-i irányban Egyek—Biharnagybajom között, a faciesszisztefagazdászati zónát hosszanti irányban átszelve; B. DNY—ÉK-i irányban, Rákóczi-falva—Ebes között, a 3. ábra szelvényeiől délre. Az uralkodó kőzettípusok: 1. aleurolit, agyagmárga és homokkő sűrű váltakozása, 2. közép- és finomszemcsés homokkő, valamint aleurolit, 3. aleurolit és agyagmárga, 4. finomszemcsés homokkő és aleurolit, 5. agyagmárga, 6. mészmárga, márga.

Fig. 4. Stratigraphical and sedimentological cross sections: A. NNW—SSE between Egyek and Biharnagybajom, crossing the facies interfingering zone perpendicular to sedimentation, B. SW—NE between Rákóczi-falva and Ebes, south of the profiles in Fig. 3. The prevailing rock types: 1. thin-bedded siltstone, claystone and sandstone, 2. medium and fine-grained sandstone, as well as siltstone, 3. siltstone and claymarl, 4. fine-grained sandstone and siltstone, 5. clay marl, 6. calcareous marl and marl.



5. ábra. Közel É–D irányú rétegtani-szedimentológiai szelvény a vizsgált terület Ny-i részén, Jászládány–Fábánsebestyén között. Az uralkodó közettípusok: 1. aleurolit, agyagmárga és homokkő sűrű váltakozása, 2. közép- és finomszemcsés homokkő, valamint aleurolit, 3. aleurolit és agyagmárga, 4. finomszemcsés homokkő és aleurolit, 5. agyagmárga, 6. mészmárga, márga.

Fig. 5. N–S stratigraphical and sedimentological cross section in the western part of the study area, between Jászládány and Fábánsebestyén. 1. thin-bedded siltstone, claystone and sandstone, 2. medium and fine-grained sandstone, as well as siltstone, 3. siltstone and claymarl, 4. fine-grained sandstone and siltstone, 5. clay marl, 6. calcareous marl and marl.

A pannóniai (s.l.) elején történt események egyelőre szintén tisztázatlanok. Részletes szekvencia sztratifráfiai vizsgálatok adhatnak majd felvilágosítást ezekre a tisztázatlan eseményekre vonatkozóan. Mindenesetre az nyilvánvaló, hogy hirtelen nagy változások állottak be a szarmatát követően, amely az erős termális süllyedés felerősödésével és egyéb környezeti tényezők megváltozásával járt. Az eusztatikus görbe alapján a világteengerekre nagymértékű vízszintcsökkenés valószínűsíthető ebben az időszakban, ami oka lehet a szarmata üledékek nagy területeken történő (esetleg vízalatti) eróziójának. Az azonban, hogy mi módon hatott az eusztatikus tengerszint ingadozás a lefűződött Paratethysre, további kutatásokra vár.

A környezeti tényezők hirtelen változása nyomán a vizsgált területünkön nyíltvízi beltengeri márga, mészmárga rétegsorok lerakódása indult meg (Tótkomlói Formáció), most már brakkvízi-beltengeri környezetben, melynek elterjedése általános; csak az ÉK-i területrészen, Balmazújváros—Józsa—Ebes—Sáránd térségében elhanyagolható a rétegsorok karbonáttartalma, valamint foltokban kisebb területeken.

A mészmárga felszínén túlterjedő módon mindenütt nyíltvízi agyagmárga képződmények (Nagykőrüi Formáció) települnek, amely a terrigén anyagbehordás és a vízmélység növekedésére utal. A Jászszági-süllyedékben nagyságrenddel nagyobb vastagságú bazális márga rétegsor ülepedett le az Alföld egyéb területeihez képest (3a, 9. ábra).

Tetemes mennyiségű törmelékes üledékanyag szállítódott be a medencébe, amelynek fő forrásai a nagy vízhozamú, a területre ÉNy-ról és ÉK-i irányból érkező folyódtáltak voltak, így tehát ezek meghatározták a fő behordási irányokat és a medence további feltöltődésének menetét is. A területre északról nem, vagy csak elhanyagolható mennyiségű üledékutánpótlás érkezett.

A Ny felől érkező felhalmozódás nagyobb mennyiségű és durvább szemcsés törmelékanyagot szállított, mint az ÉK felől érkező, erre a litofáciesek kifejlődéséből és térbeli elrendeződéséből egyértelműen következtethetünk. A litofácies egységek mélység és vastagságviszonyai, valamint kifejlődése azt is jelzi, hogy a pannóniai (s.l.) elején az aljzatmorfológia nem feltétlenül tükrözte a mai medencealjzat morfológiáját, a süllyedés időben és térben eltérő mértékben folyt.

A mélyvízi beltengeri márgák fölött, a gyors feltöltődés nyomán, a terület legmélyebb zónáiban vastag turbidit sorozat települ. Képződése minden bizonnyal összefügg a fokozatos, időnként szakaszosan bekövetkező termális süllyedéssel, valamint a relatív vízszint ingadozásaival is.

A vizsgált Nagykszásági—Jászszági-medencerészben a turbidit litofácies együttes területileg jól elkülöníthetően két, egymástól eltérő kifejlődésű egységet foglal magában, amelyet a különböző jellegű és mértékű üledékbehordás determinált.

A Ny—ÉNy-ról érkező, elnyúlt hordalékkúpok által lerakott (ld. Stow, 1986) turbidit típus a vizsgált terület Ny-i részén, Egyek, Túrkeve, Dévaványa vonaláig, és ettől délre követhető. A Jászszági süllyedék K-i részén és a Hajdúságban a homokos turbidit összetétel a mélyebb zónákban sem fejlődött ki (Egyek, Püspökladány, Földes, Szeghalom). A litofáciesek térbeli elrendeződéséből egyértelműnek látszik, hogy az említett területen a homokos turbiditek nagy része Ny-i irányból érkezett, és csak kisebb vastagságú becsúszások valószínűsíthetők a K-i irányból (3a—b, 4a—b, 9. ábra).

Az ÉK-ról érkező felhalmozódás erősen pelites üledékanyagot szállított. A mélyvízi turbiditek a Derecskei-árokban egy viszonylag keskeny vízalatti turbidit hordalékkúp rendszert alkotva haladtak végig az árok tengelyvonalában a Békési-medence irányában,

amelyben a homokos üledékek a medrekben rakódtak le és a természetes töltéseken túlra csak a szuszpenzióban szállított pelites üledékanyag jutott el.

Erre a már viszonylag kiegyenlített felszínre érkeztek meg a hatalmas tömegű törmelékes üledékanyagot szállító delta rendszerek, amelyek a Pannon beltenger/tó feltöltésében jelentős szerepet játszottak. Az üledékképződés ettől kezdve folyóvíz uralta delta környezetekben történt, ahol a hullámozás hatása már csak kevésbé érvényesült, az árapály hatása pedig elhanyagolható volt. A medence geometriája és a tektonika azonban továbbra is lényeges szerepet játszott a feltöltődés ütemében. Kunmadaras—Egyek—Balmazújváros—Hajdúszoboszló—Földes—Sáránd—Püspökladány vonalában a sekély vízben (delta lejtőn?) és a delta fronton lerakódott üledéksorok többször megismétlődnek egymás fölött. Ennek területén és környezetében a delta front üledékritmusok extrém kivastagodása jellemző, míg azok — valószínűleg erózió és az igen gyors progradáció nyomán történő — kivékonyodása figyelhető meg Tiszagyenda, Fegyvernek térségében (3b, 4b ábra).

Ez a fáciesösszefogazódás elsősorban minden bizonnyal a relatív vízszint erőteljes változásaira vezethető vissza, amelyet egyrészt erőteljes tektonikai hatások, másrészt a beltenger vízszintjének többszöri megváltozása eredményezhetett. Ennek pontos okai azonban még tisztázatlanok. A fáciesösszefogazódás területe huzamosabb ideig a Pannon-tó partvonalához tartozott, miközben a relatív vízszint többször megemelkedett, így a relatív vízszintemelkedés és a partvonal progradációja ütemesen váltották egymást, ezzel létrehozva a különös rétegsort (3., 4., 9. ábra).

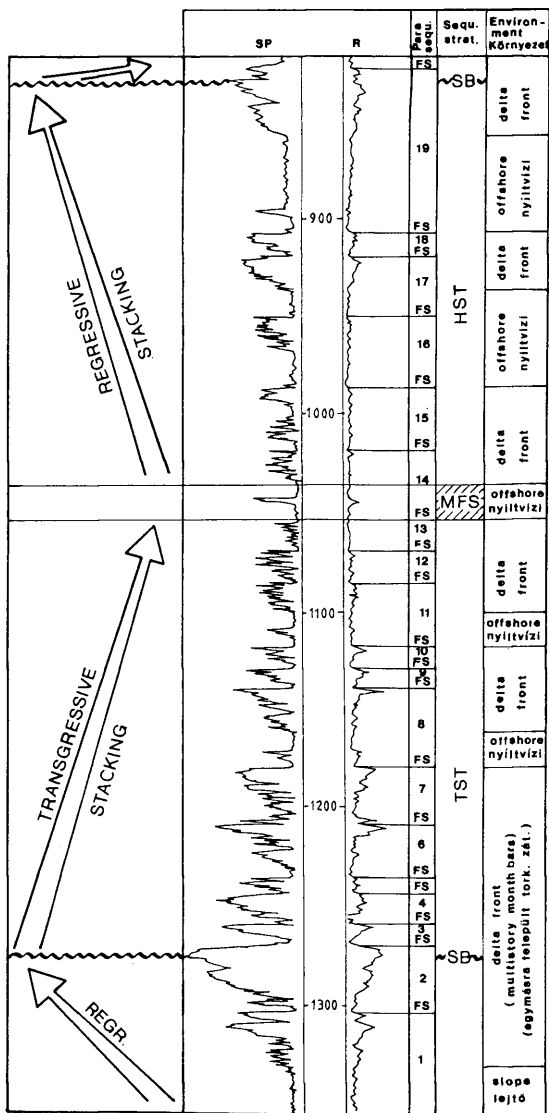
Bár az Alföld nyugati oldalán nem észlelhető a nyíltvízi pelites és a partközeli homokos fáciesek feltűnő ismétlődése, a delta front torkolati zátony üledékritmusai (Törteli Formáció) több száz méter vastagságban szuperponálódtak egymásra, ezzel több paraszkevenciát és szekvenciát alkotva, akárcsak az összefogazódási zónában, mindössze a vastagabb pelites betelepülések hiányoznak. Ugyanakkor fölülte az alluviális rétegsor (Zagyvai Formáció) itt is kiemelkedni látszik (8. ábra).

Ez a kiemelkedési vonal, amely egyben a delta front sorozat kivastagodását is jelzi, körben feltehetően kijelöli az egykori partvonalat, amelynek korát azonban most nem áll módunkban meghatározni. Részletes kronosztratigráfiai és szekvencia sztratigráfiai vizsgálatok adhatnak választ e kérdésekre. Annyi azonban bizonyos, hogy a partvonal huzamosabb ideig ebben a zónában mozgott, extrém vastag partközeli, partmenti rétegsort létrehozva.

Amennyiben euszatikus vízsztingadozás is közrejátszott, úgy feltételezhető, hogy az ÉNy-i irányból érkező nagyobb mennyiségű üledékbehordás kiegyensúlyozta a vízszintemelkedést, ezért nem jelentkezik olyan pregnánsan annak nyoma, mfg keletről kisebb behordás valószínűsíthető, ezért markánsan jelentkezik a fáciesismétlődés. Egészen bizonyos azonban, hogy a szerkezeti mozgások is komoly szerepet játszottak.

6. ábra. Az I. fúrás delta sorozatának szekvencia sztratigráfiai és szedimentológiai értelmezése a fáciesösszefogazódási zónában. FS: elárasztási felszín, MFS: max. elárasztási felszín, HST: nagyvízi rendszer egység, TST: transzgresszív rendszer egység.

Fig. 6. The sequence stratigraphical and sedimentological interpretation of the deltaic sequence of Well I, in the facies intercalation area. MFS: maximum flooding surface, HST: highstand systems tract, TST: transgressive systems tract.



A fáciesösszefogazódás zónájától ÉK-re, a Nyírségben, valamint az Alföld Ény-i részén található, alluviális síkságon lerakódott rétegsor tehát korábban, vagy egyidőben képződött az összefogazódási zóna vastag torkolati zátony rétegsoraival (3a—b, 8. ábra). Ezután egy erőteljes vízszintsüllyedést követően rakódott le a vizsgált terület középső részének delta front és delta síkság (lowstand wedge), majd fölötté az alluviális síkság fáciesű rétegsora, amelyet a Törteli Formáció vékony kifejlődése, valamint a delta lejtő sorozatba bevágódott mederkitöltések jeleznek számunkra (Fegyvernek—Tiszagyenda térsége).

Az ún. „kevertgáz-öv” közel Ny—K irányú alaphegységi kiemelkedéssora (Tiszapüspöki—Fegyvernek—Kistújszállás) akkor kerülhetett relatíve kiemeltebb helyzetbe a környezetéhez képest, amikor a Ny-i irányból érkező delta ág elérte az öv É—ÉNy-i részét, és így a kiemelkedés útját állta a DK-i irányú előrenyomulásnak. A delta-ág, megkerülve azt, K-i irányban folytatta útját, és beleütközött a K, ÉK-i irányból érkező delta ágba. Ez az összefogazódás, ill. több irányból történő behordódás jelentkezik a szeizmikus szelvényeken is, valamint hatása megfigyelhető a legészakibb földtani szelvényen is, Egyek térségében.

A folyamatot elősegítette a Jászsági-süllyedék egyidejű erős süllyedése, amelynek nyomán a Jászsági-süllyedékben továbbra is mélyen fekvő terület, elsősorban a magas vízállású időszakokban tavi-mocsári környezet alakulhatott ki, láperdőkkel, amely a középhegység előterét jellemezte, és amelyet a vastag mocsárerdei barnaköszéntepek kifejlődése jelez számunkra.

A beltenger fokozatos feltöltődése nyomán a peremeken, a delta háttérben, az alluviális síkságon, majd az egész vizsgált területen folyóvízi, ártéri, tavi, mocsári üledékképződés volt jellemző, ahol meanderező folyók szeltek át a síkságot. Ez az üledékképződés folyt a pannóniai (s.l.) végéig a vizsgált területünkön.

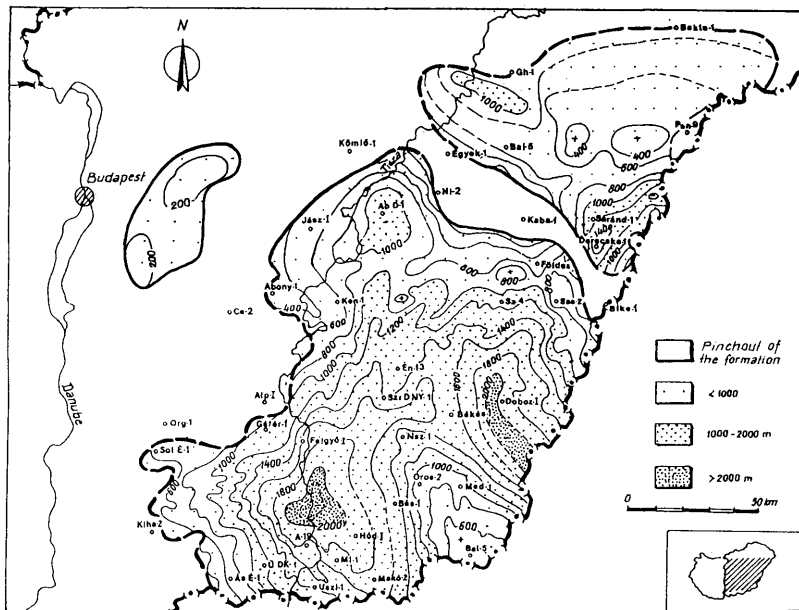
A vizsgált Jászsági—Nagykunsági—Körösvidéki terület pannóniai (s.l.) rétegsorának kifejlődését, változékonyágát szemlélteti a 9. ábra tömbszelvénye, amely a többszörös kivágatokkal, valamint a –1500 m tsza. síkmetszettel próbálja érzékletesebbé tenni és alátámasztani a fentebb felvázolt földtani—fejlődéstörténeti gondolatmenetet.

Következtetések

1. Az Alföld ÉK-i részén található egy jól körülhatárolható terület, amelyben a nyíltvízi és a partmenti, partközeli fáciesek (Algyői és Törteli Formáció) több ritmusban megtalálhatók egymás fölött. Ez a rétegsor helyenként az 1000 méter vastagságot is elérheti, amelyben legalább öt szekvenciát el tudunk különíteni. Ezek hierarchiáját azonban a felhasznált módszerekkel nem állt módunkban meghatározni.

7. ábra. Egy szekvencián belüli rétegsor értelmezése az I. fúrásban. FS: elárasztási felszín, MFS: max. elárasztási felszín, HST: nagyvízi rendszer egység, TST: transzgresszív rendszer egység.

Fig. 7. Interpretation of the deltaic succession in one individual sequence. FS: flooding surface, MFS: maximum flooding surface, HST: highstand systems tract, TST: transgressive systems tract.



8. ábra. A Zagyvai Formáció (alluviális üledékek) elterjedése és talpmélység térképe az Alföldön. A formáció kiékelődési vonala körben egyúttal kijelöli azt a területet, ahol a Törteli Formáció jelentős mértékben kivastagszik, tehát a partvonal huzamosabb ideig ebben a zónában tartózkodott.

Fig. 8. Distribution and bottom of the Zagyva Formation (alluvial sediments) in the Alföld. The pinchout line of the formation around shows us the area of the extreme thickening of the Törteli Formation, where the aggradation of the shoreline took place for a long period.

2. A partközeli fáciesek (Törteli Formáció) extrém kivastagodása az Alföld más területein is észlelhető, és ez körben kitérképezhetően egy összefüggő zónát alkot. Ezen a területen ugyanakkor kiékelődni látszik az alluvialis üledéksor (Zagyvai Formáció: 8. ábra). Bár az Alföld Ny-i részén, a Duna—Tisza-közén ebben a zónában nem jellemző a vastagabb nyíltvízi pelites rétegek közbetelepülése, itt is több száz méter vastag torkolati zátony sorozatok szuperponálódnak egymásra.

3. A Pannon-tó partvonala tehát hosszabb ideig ebben a zónában mozgott, miközben a partvonal progradációja és a relatív vízszint emelkedése többször ütemesen váltották egymást (3—4., 8—9. ábrák).

4. A rétegsorok eltérő kifejlődése az Alföld Ny-i és K-i részén ebben a zónában azzal magyarázható, hogy:

— Az ÉK-ről érkező delta rendszer kisebb mennyiségű és finomabb üledékanyagot szállított, így markánsan észlelhetők a vízzintingadozásból adódó partvonaleltolódások, vagyis a progradáló és retrogradáló sorozatok, mivel a leülepedés nem volt egyensúlyban a rendelkezésre álló kitölthető térrel.

— Az ÉNy-i irányból érkező nagy delta rendszer hatalmas tömegű törmelékanyaga képes volt egyensúlyt tartani a vízzintingadozásokkal, így nem észleljük éles fáciesváltozásokon keresztül a partvonaleltolódásokat, mindössze az igen vastag partközeli üledéksor (torkolati zátonysor) jelzi számunkra az aggradációt, a partvonalnak ebben a zónában történő hosszú idejű stagnálását.

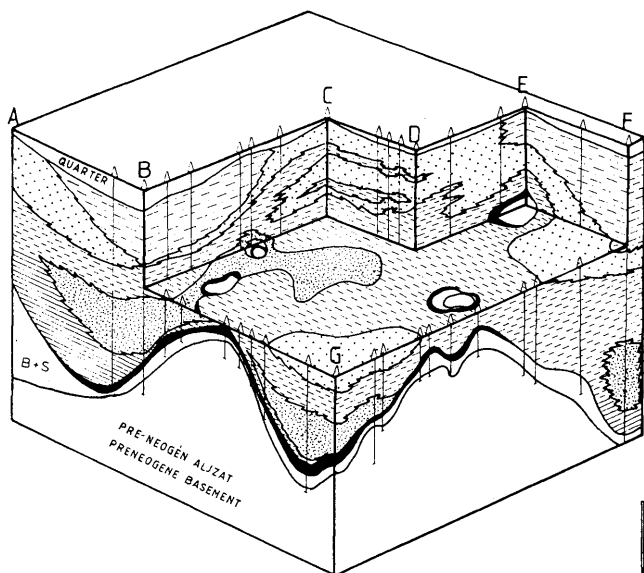
5. A vízzintingadozások okai egyelőre tisztázatlanok. Annyi bizonyos, hogy a szerkezeti mozgások nagyban hozzájárultak ezen eseményekhez. Az a tény azonban, hogy az egész Alföldön körben kitérképezhető ez a zóna, melyben a partvonal aggradációja, illetőleg többszöri eltolódása megfigyelhető, arra enged következtetni, hogy nem pusztán lokális jelenségnek vagyunk tanúi, mint korábban gondoltuk az ÉK-i fáciesösszefogazódásra vonatkozóan, hanem az egész medencére kiterjedő vízzintváltozásoknak.

Köszönetnyilvánítás

Ezúton szeretném köszönetemet kifejezni a MOL Rt. vezetésének, hogy a jelen tanulmány eredményeinek közléséhez hozzájárultak. Szeretnék köszönetet mondani dr. JÁMBOR Áronnak és dr. BÉRCZI Istvánnak, hogy értékes észrevételeikkel, tanácsaikkal segítettek a dolgozat elkészítését. Köszönet illeti SZÓRÁDI Pál technikust a térképszerkesztésben való közreműködéséért, valamint SIPOS Gyulánét az igényes kivitelű ábrák elkészítéséért.

Irodalom — References

- BÉRCZI I. & PHILLIPS, R.L. (1985): Processes and depositional environments within Neogene deltaic-lacustrine sediments, Pannonian basin, Southeastern Hungary. — *Geophysical Transactions* 31/1—3, 71—87, Budapest.
- BÉRCZI I., DANK V., GAJDOS I., PAP S., RÉVÉSZ I., SZENTGYÖRGYI K. & VÖLGYI L. (1987): Az Alföld kunsági (pannoniai s.str.) emeletbeli képződményei. (Kunság (pannonian s.str.) formations of Alföld) — *MÁFI Évkönyve* 69, 179—198.



ZAGYVAI FORMÁCIÓ - alluvialis üledékek
ZAGYVA FORMATION - alluvial sediments



TÖRTEFI FORMÁCIÓ - delta front, delta síkság fáciesegyüttes
TÖRTEFI FORMATION - delta front, delta plain facies association



ALGYÓI FORMÁCIÓ - lejtő és mély medence fáciesegyüttes
ALGYÓ FORMATION - slope and deep basin muds



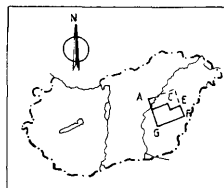
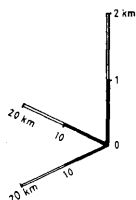
SZOLNOKI FORMÁCIÓ - finomhomokos turbiditok
SZOLNOK FORMATION - fine-grained turbidites



NAGYKÖRÜI FORMÁCIÓ - nyíltvízi agyagmarga
NAGYKÖRÜ FORMATION - basinal clay marls



TÓTKOMLÓI FORMÁCIÓ - mészmárga
TÓTKOMLÓS FORMATION - calcareous marl



- ELLIOTT, T. (1986): Deltas. In: READING, H.G. (ed.): *Sedimentary Environments and Facies*. Blackwell, Oxford, 113–154.
- GAJDOS I., PAP S., SOMFAI A. & VÖLGYI L. (1983): Az alföldi pannóniai (s.l.) litosztratigráfiai egységei. (Lithostratigraphic units of the Pannonian s.l. of the Hungarian Plain). — MÁFI Alkalmi Kiadvány, Budapest, p. 70.
- GEIGER J. (1988): Delta progradációs nagyciklusok az alföldi pannóniai s.l. medence feltöltődésében az üledékes közettest-morfológiai vizsgálatok alapján. (Megacycles of the delta progradation in the Pannonian s.l. of the Great Hungarian Plain in the light of morphological studies of sedimentary rock bodies). — Földtani Közlemények 118, 219–238.
- GEIGER J. & RÉVÉSZ I. (1987): Genetic model of post-sarmatian sedimentation in the Great Hungarian Plain. — MÁFI Évkönyv 70, 145–152.
- JÁMBOR Á. (1980): A pannóniai képződmények rétegtanának alapvonásai. (Basic features of the stratigraphy of the Pannonian s.l. formations). — Általános Földtani Szemle 14, 113–124.
- JÁMBOR Á. (1985): Magyarországi Magyarország pannóniai (s.l.) képződményeinek földtani térképeihez. (Geological maps of the Pannonian s.l. formations of Hungary). MÁFI, 42 p.
- JÁMBOR Á. et al. (1987): General characteristics of Pannonian s.l. deposits in Hungary. — MÁFI Évkönyv 70, 155–167.
- JÁMBOR Á. (1989): Review of the geology of the s.l. Pannonian formations of Hungary. — Acta Geologica Hungarica 32/3–4, 269–324.
- JUHÁSZ Gy. (1991): Sedimentological and lithostratigraphical framework of the Pannonian (s.l.) sequence in the Hungarian Plain, Eastern Hungary. — Acta Geologica Hungarica, 34/1–2, 53–72.
- JUHÁSZ Gy. & MAGYAR I. (1992): A pannóniai s.l. litofáciesek és molluska-biofáciesek jellemzése és korrelációja az Alföldön. (Review and correlation of the Late Neogene Pannonian s.l. lithofacies and mollusc biofacies in the Great Plain, E Hungary). — Földtani Közlemények, 122/2–4, 167–194.
- JUHÁSZ Gy. (1992a): A pannóniai s.l. formációk térképezése az Alföldön: elterjedés, fácies és üledékes környezetek (Pannonian s.l. lithostratigraphic units in the Great Hungarian Plain: distribution, facies, and sedimentary environments). — Földtani Közlemények, 122/2–4, 133–165.
- JUHÁSZ Gy. (1992b): A Tiszántúli középső része pannóniai s.l. képződményeinek földtani modellje. (Geological model of the Pannonian s.l. formations in the middle of the Hungarian Plain — doctoral thesis, University of Miskolc). — Egyetemi doktori értekezés, Miskolci Egyetem, 158 p.
- MUCSI M. & RÉVÉSZ I. (1975): Neogene evolution of the southeastern part of the Great Hungarian Plain on the basis of sedimentological investigations. — Acta Mineralogica-Petrographica 22/1, 29–49, Szeged.
- POGÁCSÁS Gy., MATTICK, R.E., SZABÓ, A., KÖRPÁS-HÓDI, M., SÜTŐ-SZENTAI M., SZUROMI-KÖRECS, A., VAKARCS, G. & VÁRKONYI, L. (1992): Stratigraphic framework of the postrift sediments in the Pannonian Basin based on seismic reflection, well log and detailed paleontologic data. — Sequence Stratigraphy of European Basins, CNRS–IFP Conference, Dijon, France, Abstracts 250–251.
- RÉVÉSZ I., BÉRCZI, I. & PHILLIPS, R.L. (1989): A Békési-medence alsópannóniai üledékképződése. (Lower Pannonian sedimentation of the Békés Basin). — Magyar Geofizika, 30/2–3, 98–113.
- STOW, D.A.V. (1986): Deep clastic seas. In: READING, H.G.: *Sedimentary Environments and Facies*. Blackwell, Oxford, 399–444.
- TARI G., BÁLDI T., BÁLDI-BEKE M., HORVÁTH F., KOVÁCS A., LAKATOS L., NAGYMAROSY A., POGÁCSÁS Gy.-SZTANÓ, O., VAIL, P.R. & VAKARCS G. (1992): Tertiary sequence stratigraphy of the Pannonian Basin. — Sequence Stratigraphy of European Basins, CNRS–IFP Conference, Dijon, France, Abstracts, p. 90.
- VAIL, P.R. (1987): Seismic stratigraphic interpretation using sequence stratigraphy. In: BALLY, A. (ed.): *Atlas of Seismic Stratigraphy*, Vol. 1, AAPG Studies in Geology 27, Tulsa.
- VAIL P.R. et al. (1991): The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology — an overview. — In: EINSELE et al. (eds.): *Cycles and Events in Stratigraphy*. Springer-Verlag, Berlin, 617–659.

9. ábra A vizsgált terület rétegtani-szedimentológiai felépítését reprezentáló tömbszelvény. A vízszintes kivágat –1500 m tsz. mélységben készült.

Fig. 9. Block diagram, representing the lithostratigraphy and sedimentology of the study area. The horizontal section plane is placed at –1500 m under sea level.

- VAKARCS G., MOLNÁR K., POGÁCSÁS GY., RUMPLER J., LAKATOS L., SZABÓ A., TARI G., VAIL P.R., VÁRKONYI L. & VÁRNAI P. (1992): Third-order Miocene-Pliocene depositional sequences in eastern Hungary, Pannonian Basin.- Sequence Stratigraphy of European Basins, CNRS—IFP Conference, Dijon, France, Abstracts, p. 90.
- VAN WAGONER, J.C., MITCHUM, R.M., CAMPION, K.M. & RAHMANIAN, V.D. (1990): Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores, and outcrops: concepts for high-resolution correlation of time and facies. — AAPG Methods in Exploration Series, 7, p. 55, Tulsa.

A középső eocén Darvastói Formáció geomatematikai vizsgálata a Csabpuszta—I/2 bauxitterületen

Geomathematical analysis
of the Middle Eocene Darvastó Formation
at the Csabpuszta—I/2 bauxite prospect

SEBESTYÉN István¹

(10 ábrával és 3 táblázattal)

Összefoglalás

Az összetett, bonyolult kőzetfelépítésű földtani képződmények hagyományos leírása gyakran nem képes valósághűen tükrözni az összetétel tényleges változékonyságát. Ilyen képződmény a Csabpuszta—I/2. bauxitterületen található középső eocén Darvastói Formáció, mely az érc közvetlen fedője. A felmerülő bányászati nehézségek szükségessé tették a Formáció geomatematikai eszközökkel történő vizsgálatát. A „hagyományos” eloszlás- és variogramanalízisen túlmenően a szerző olyan újszerű eljárásokat vezet be a képződmény elemzése során, mint a szelvény menti korrelációs szám és eltérési mérőszám, vagy a rétegsor-mátrix meghatározása. A konkrét, gyakorlati eredmények mellett kiemelendő, hogy a módszerek bármely bonyolult felépítésű földtani képződmény valószínűségi alapokon történő jellemzésére alkalmasak.

Abstract

The traditional description of a lithostratigraphical unit containing a wide variety of beds cannot reflect the true variability of the unit. The Darvastó Formation, directly overlying the bauxite at Csabpuszta is such a unit. The author attempted to describe the complexity of the Darvastó Formation by geomathematical methods because parts of the nearby Csabpuszta—I/1 mine were unexpectedly flooded by water, mud and sand from these strata. The density of data did not permit any forecast of the floods.

New methods are suggested to describe horizontal and vertical variability, applied together with the „classical” distribution and variogram analysis. Rock types of the Darvastó Formation are ranged into 14 categories, then replaced by code numbers. All of the sequences are

¹Magyar Geológiai Szolgálat Ásványvagyon Nyilvántartási Osztály, Budapest, Stefánia út 14.

transformed to the same thickness and sampled at the same 41 points, creating a vector including 41 elements of code-numbers. This vector is called the „spectrum of the sequence”. Two coefficients for the numerical discrimination of sequences in two neighbouring boreholes are defined by the comparison of spectra. The „correlation parameter of a cross-section” shows the relative frequency of the identical elements of the compared sequences. The „deviatory parameter of a cross-section” is determined as the distance of the two vectors, computed by Euclidean metric of the cluster-analysis. It shows the quantity of the difference between two neighbouring sequences.

The same numbered elements of the spectra represent a horizontal segment of the formation. One can generate the relative frequencies of the 14 rock categories for all 41 segments. The chart, containing these relative frequencies, characterizes the vertical variability of the Darvástó Formation. Essentially this chart is a matrix, called „matrix of sequences” by the author. Using this matrix one can separate the formation to different groups of strata and determine territories characterized by several types of sequences. On this rayon map areas, dangerous for mining, are discriminated.

Key words: geomathematics, Eocene, mixed siliciclastic sequence

Bevezetés

A nyírádi aktív vízszintsüllyesztés emlékezetes, kényszerű leállítást követően a bauxitbányászat egyetlen továbblépési lehetőségét a „klasszikus” nyírádi bauxitelforduláshoz ÉNy felől csatlakozó csabpusztai bauxitterület felső szinti, kréta mészkő fekvő bauxitlepei jelentették. A gyors vízszintemelkedés következtében azonban a már termelő Csabpuszta—I bányáuzem rövid idő alatt vízveszélyessé vált, s a bányaműveleteket nem csupán fekvővízbetörések, hanem fedőoldali iszap- és folyóshomok-beáramlások is nehezítették, melyek a bauxitösszetétel közvetlen fedőjéből, a középső eocén korú Darvástói Formációból származtak.

A felszíni fúrásos kutatás földtani adatainak hagyományos feldolgozása kevés információt szolgáltatott e változékony összlet kellő megismeréséhez, a várható vízveszély prognosztizálásához. Ezért a tervezett bővítés — Csabpuszta—I/2 — területén geomatematikai módszerek segítségével kíséreltem meg a formáció jellemzését. Bár az utóbbi időben kérdésessé vált a terület termelésbe vonása, s így netán e feldolgozás eredményei sem kerülhetnek közvetlen hasznosításra, úgy vélem, közreadásuk mégsem érdektelen. Az alkalmazott módszerek ugyanis sikerrel felhasználhatók bármely bonyolult felépítésű, változékony földtani képződmény vizsgálatára, nemcsak a bauxitbányászat, hanem a szén-, érc-, építőipari nyersanyag- és ásványbányászat terén is.

A formáció matematikai jellemezhetősége

A Darvástói Formáció általános elterjedésű a térségben, s minden irányban túlnyúlik a vizsgált terület határán. A kiindulásként feltételezett földtani modell értelmében a formáció a középső eocén transzgressziót megelőző sekélytenger pulzáló partvonala mentén keletkezett, így partszegélyi, lagúnáris, abráziós, síkparti, esetleg folyódelta jellegű fáciesek váltakozása jellemzi. Ezért rendkívül szeszélyes, változatos kőzetfelépítésű (GEOPROSPECT, 1992).

Az összlet fúrási magminták alapján megállapítható rétegsora számos objektív és szubjektív hibával terhelt. Ezért a területen mélyült közel 750 kutatófúrásból csak a karotált fúrásokat, az azok geofizikai szelvényanyaga alapján — egységes szempontok szerint — értelmezett rétegsorát használtam fel (TERRATEST, 1991). Csak így juthattam egymással összevethető megbízhatóságú adatokhoz.

Ahhoz, hogy a „formációt” mint elvont földtani kategóriát geostatistikai vizsgálatnak vetessem alá, valamilyen módon matematikailag feldolgozhatóvá kellett tennem a nyers földtani információkat. A rétegsorokból közvetlenül adódó számszerű paraméterek (összvastagság, rétegek száma, rétegvastagság) mellett származtatott paraméterként a fajlagos rétegszám is bevezethető. Alapvető lépésként azonban magukat a kőzetneveket kellett kódszámmal helyettesítenem. A statisztikai értékeléshez az egyes kőzetfajtákat a bányászati veszélyességnek megfelelő kategóriákba soroltam, a következő csoportosításban:

I. táblázat — *Table I*

-
- 1 Mészke, kavicsos mészke, homokos mészke.
 - 2 Mészmarga, márgaközs mészke, homokos mészmarga, agyagos mészke.
 - 3 Marga, homokos marga, kavicsos marga.
 - 4 Agyagmarga, homokos, kavicsos agyagmarga.
 - 5 Agyag, szenes agyag, pirites agyag.
 - 6 Homokos agyag, aleuritos, mészsízes agyag.
 - 7 Kavicsos agyag, mészkeőrmelék agyag.
 - 8 Homokke, konglomerátum, konglobrecsa.
 - 9 Agyagos kavics, agyagos mészkeőrmelék.
 - 10 Kavics, mészkeőrmelék.
 - 11 Homokos kavics, mészsízes mészkeőrmelék.
 - 12 Agyagos homok, kavicsos-agyagos homok, agyagos aleurit, agyagos mészsíz.
 - 13 Homok, kavicsos homok, aleuritos homok.
 - 14 Aleurit, homokos aleurit, mészsíz.
-

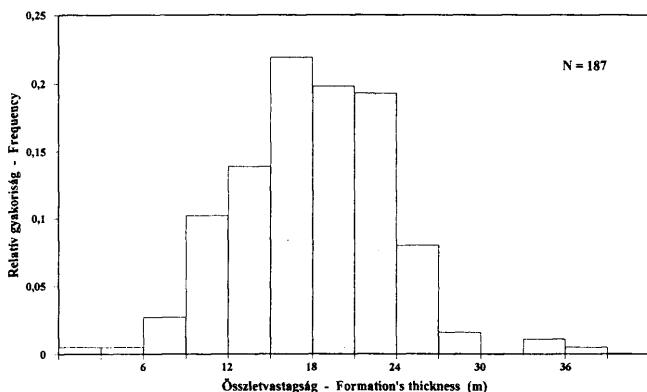
A kódszámok növekedése a nagyobb bányászati veszélyességet jelzi.

A kódszámok segítségével a formáció bármely rétege három számmal jellemezhető: a kőzetkóddal, a rétegvastagsággal és a formáció kezdetétől számított mélységgel. Vagy továbbá: a rétegsor egy tetszőleges pontja leírható az x , y , z térkoordináták és a kőzetkód segítségével, vagyis egy $\{x, y, z, k\}$ vektorral.

Eloszlás- és variogramvizsgálatok

A feldolgozás során részletesen elemeztem az egyes paraméterek hisztogramjait és variogramjait. Helyhiány miatt itt csupán a legfontosabb következtetéseket fogalmazom meg.

A Darvástói Formáció egészét jellemző paraméterek empirikus sűrűségfüggvényei normális eloszlásúak és kis szórásúak. Ez arra utal, hogy az összlet regionálisan nagy területen, viszonylag azonos körülmények között keletkezett. Az összvastagság átlagos értéke 18,2 m, az átlagos rétegszám 11 db, a fajlagos rétegszám leggyakoribb értéke 0,55 db/m. Ezzel szemben az összletet felépítő rétegek vastagsági hisztogramja lognormális, az átlagos vastagság 1,5 m (1a—b ábra). Ugyancsak lognormális típusúak

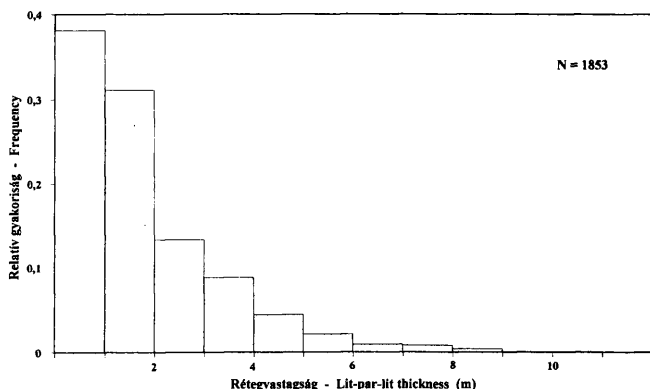


1a ábra. A Darvastói Formáció vastagságeloszlása
 Fig. 1a. Histogram of thickness of the Darvastói Formation

a 14 kőzetkategoríára külön-külön szerkesztett vastagságeloszlások. Legtöbbjüknel a maximumok az 1—2 m-es vastagságintervallumba esnek. Ennél kisebb a mészmárga, márgás mészkő, homokos agyag, homokos kavics kőzetek átlagos vastagsága. A legnagyobb átlagos vastagság a kavicsrétegek és a márgaközös mészkő esetében tapasztalható. A relatív szórások valamennyi esetben nagyobbak a teljes összlet paramétereinek relatív szórásainál.

Ezek az eredmények alátámasztják a kiinduló földtani modell helyességét. Vagyis, a formáció egésze hosszú időn keresztül hasonló földtani körülmények fennállása mellett keletkezett, ám ez a hasonlóság csak annyit jelent, hogy az egész területen ugyanazok az (időben és térben gyorsan változó) elemi földtani folyamatok hatottak. Az egyes rétegek változatos kifejlődését azonban már ezek determinálták. A geológiai viszonyok gyors változása tükröződik a lognormális eloszlásokban, az egyes rétegek vastagságainak 1—2 m körüli átlag- és magas szórásértékeiben. Hasonló megállapításra juthatunk a variogramok elemzése révén is. A vizsgálatok alsó korlátját jelenti, hogy a legkisebb, statisztikai mennyiségű adatpárt tartalmazó távolságköz 50 m körüli, így ennél kisebb struktúra nyomozására az adott fúrássűrűség mellett nincs lehetőség. Az összlet vastagsági variogramjain két, különböző nagyságrendű földtani szerkezet képe rajzolódik ki, melyek 70 m illetve 600 m körüli hatástávolsággal jellemezhetőek (2a ábra). A kevés megszerkeszthető iránymenti variogram csak az anizotropia meglétét bizonyította, paramétereinek meghatározásához már nem volt elegendő.

Miután a vastagsági variogramok az összlet egészének regionálisan egységes keletkezési körülményeit támasztották alá, várható volt, hogy a rétegszámban illetve a fajlagos rétegszámban tükröződik inkább a belső struktúra változékonysága. A rétegszámok variogramjain jelentkező lyukhatás ezt a feltételezést igazolja, s arra utal, hogy az



1b. ábra. Az összlet felépítő rétegek vastagságeloszlása.

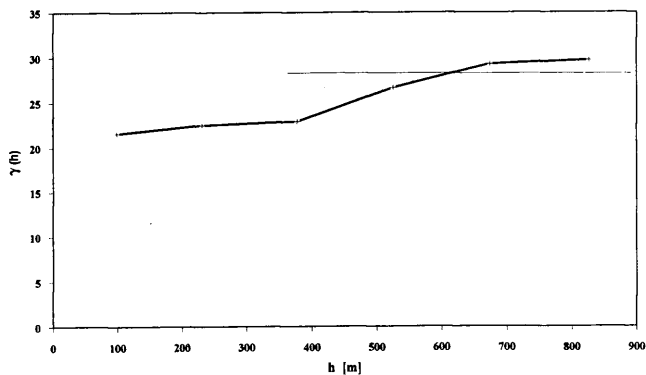
Fig. 1b. Histogram of thickness of all beds.

összlet felépítésére szabályos térbeli ciklicitás jellemző (2b ábra). A fajlagos rétegszám esetében a két hatás szuperponálódik: kis lépésközzel lyukhatás típusú variogramot kapunk, míg nagyobb lépésközöknél ez a ciklikusság elsimul (3a—b ábra). Az iránymenti variogramokon lévő minimumhelyek elemzése egymástól 45—50 m távolságban húzódó, ÉÉNy—DDK-i csapású sávokból felépülő földtani szerkezetre enged következtetni.

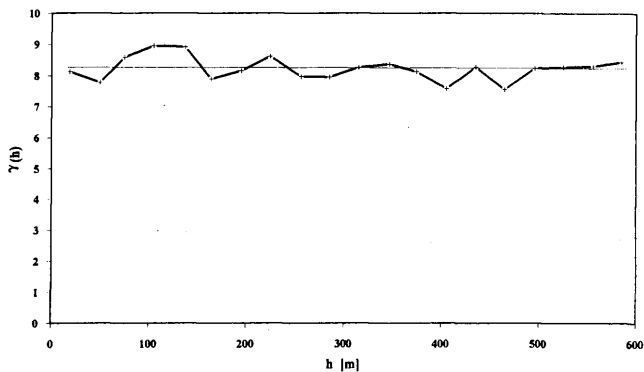
A rétegek korrelálhatósága

A variogram-analízis mellett más módon is próbáltam képet kapni az összlet horizontális változékonyságáról, arról, hogy két egymáshoz közeli fúrás rétegsora mennyire hasonlít egymáshoz, mily mértékben vehető össze, hogyan korrelálható? Ehhez a fúrási rétegsorokat matematikailag összevethetővé kellett tenni.

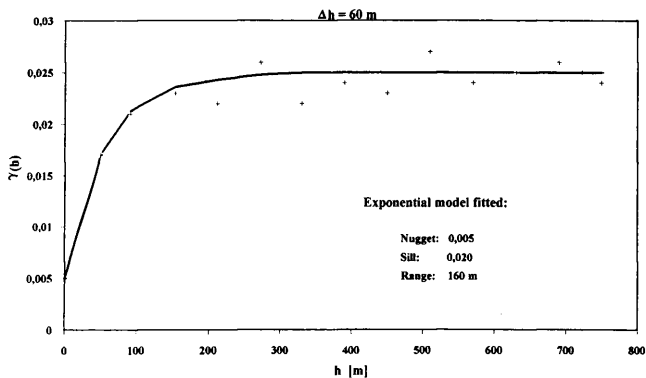
Az általam használt matematikai összehasonlításához minden rétegsort olyan számsorozattal helyettesítettem, mely mindegyik esetben ugyanannyi elemű, ugyanakkor hű leképezése a közetfelépítésnek. Ez lényegében egy vektor, melyet úgy állítottam elő, hogy az azonos vastagságúra transzformált rétegsorokat azonos távolságonként megmintáztam, így egy olyan számsorozathoz jutottam, mely csak kódkódokból áll. A transzformált vastagság értékének célszerűnek tűnt az összletvastagság gyakorisági maximumához legközelebbi egész értéket, 20 m-t definiálni, mivel ekkor legkisebb a rétegsorok torzulásának mértéke. A mintavételi sűrűséget alapvetően két tényező befolyásolja: ha a mintázási távolság túl nagy, az ennél vékonyabb rétegek kieshetnek, másrészt a túl sűrű mintavétel megnehezítheti az eredmények értelmezését s ugyanakkor a feldolgozást végző számítógépi programok futásiidejét is jelentősen megnöveli. Ezek



2a. ábra. Az összlet vastagságának variogramja.
 Fig. 2a. Variogram of thickness of the Formation.

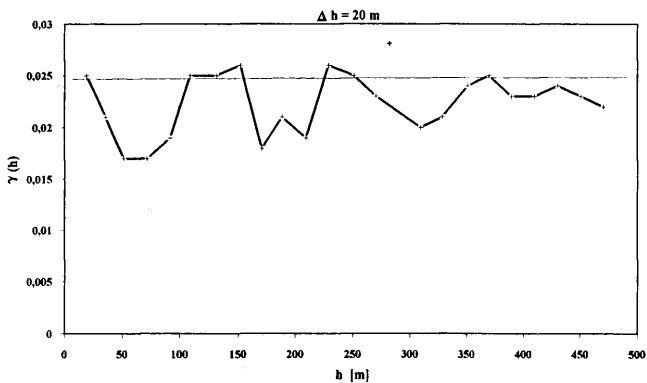


2b. ábra. A rétegszám variogramja.
 Fig. 2b. Variogram of the number of strata.



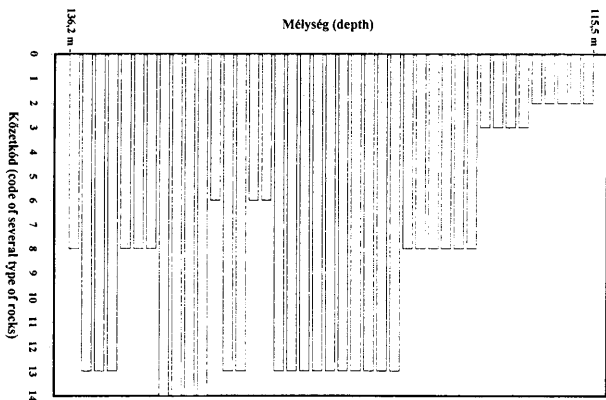
3a. ábra. A fajlagos rétegszám variogramja, 60 m távolságközzel számítva.

Fig. 3a. Variogram of the specific number of strata, with lag spacing 60 m.



3b. ábra. A fajlagos rétegszám variogramja, 20 m távolságközzel számítva.

Fig. 3b. Variogram of the specific number of strata, with lag spacing 20 m.



4. ábra. A Darvástói Formáció rétegsorának spektruma a Cn—1129 sz. fúrásban.

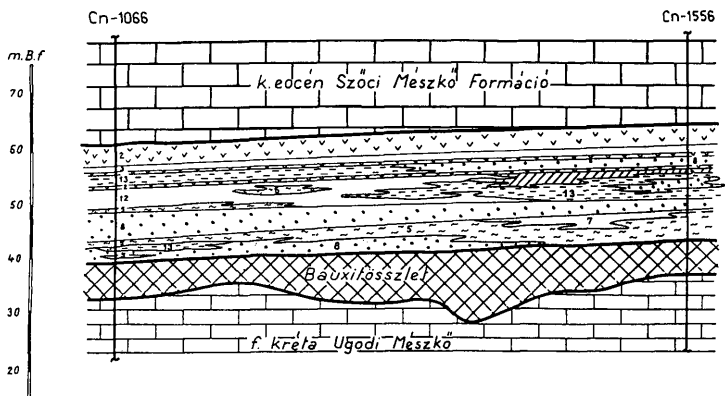
Fig. 4. Spectrum of the sequence of the Darvástói Formation at the borehole Cn—1129.

figyelembevételével 0,5 méterenkénti mintázást választottam, így a Darvástói Formáció rétegsorát minden fúrás esetében egy 41 elemű számsorral tudtam helyettesíteni. Ezt a 41 elemű leképezést (illetve ennek grafikus ábrázolását) az adott rétegsor spektrumának nevezem (4. ábra). Az így kódolt és rendezett földtani adatok már alkalmasak közvetlen matematikai, statisztikai összehasonlításra.

A földtani szelvényt szerkesztés lényegében azon az alapelven nyugszik, hogy két, egymáshoz közeli fúrásban nagyjából azonos szintben található azonos képződmények összefüggenek, egymással összeköthetők. Az 5. ábrán látható földtani szelvény esetében ez a következőképpen alakul. A formáció felső és alsó határa egyértelmű. Az összlet tetején található márgaközös mészkő, márga, mészmárga rétegek (2-es és 3-as kód) megnyugtatóan összekapcsolhatók. Jó az egyezés a rétegsor közepetáján lévő konglomerátum (8) esetében is. Szintén valószínű az alsó agyagréteg (5) összefüggése. A szelvény többi része bizonytalan, azaz számtalan variációban megszerkeszthető. (Az ábrán látható csupán az egyik lehetséges változat.)

Azt, hogy két szomszédos fúrás között milyen megbízhatósággal tudnánk szelvényt szerkeszteni, vagyis a rétegsorok milyen hányada kapcsolható megnyugtatóan össze és milyen hányada marad lényegében bizonytalan, a spektrumok segítségével számszerűen is meg lehet adni az azonos mintavételi helyek kőzetkódjainak összehasonlításával. Ehhez két mérőszámot vezettem be, a korrelációs számot (K_c) és az eltérési mérőszámot (D_c).

A korrelációs szám úgy határozható meg, hogy az összevetni kívánt két fúrás spektrumában az azonos mintavételi helyek kőzetkódjait összehasonlítva kiszámítjuk az egyező értékek relatív előfordulási gyakoriságát. Ez a mérőszám lényegében azt fejezi ki, hogy a két fúrás közötti térrészben a lehetséges rétegsor mekkora hányadára van



5. ábra. Az összletet felépítő rétegek szelvény menti korrelálása. 2 — 13. Kőzetkódok (magyarázatuk az I. táblázatban).

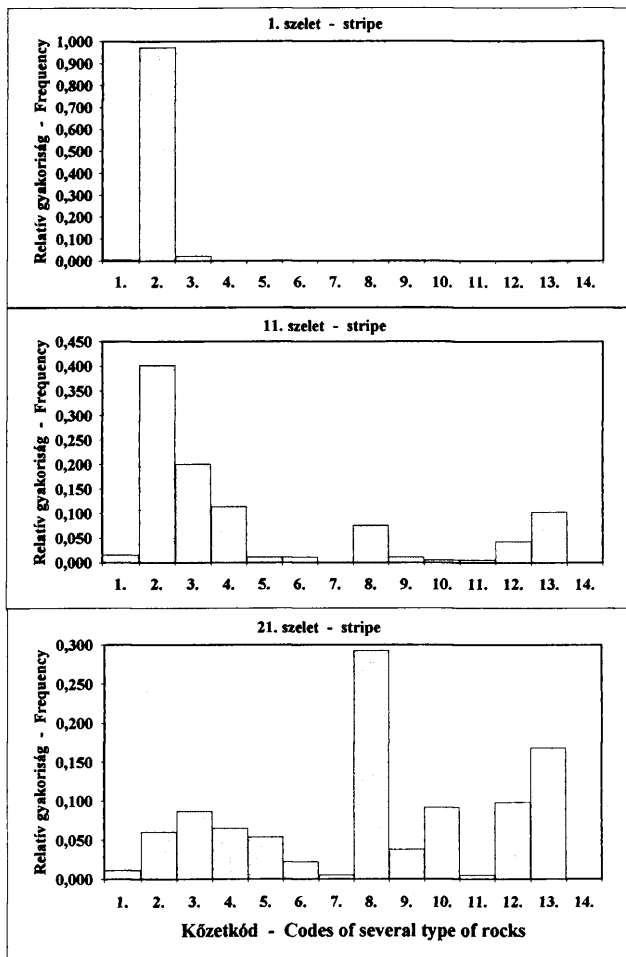
Fig. 5. Correlation of the strata along a cross-section 2 — 13. Code-numbers of several rock categories (see Table I).

nagy valószínűséggel megbízható információ. (Az 5. ábra esetében például ez az érték 46,3%.) A korrelációs számot összesen 381 fúráspárra határoztam meg. Az adatok gyakorisági hisztogramja normális eloszlású, a várható érték 34,3%, a szórás 12,7%, a szélsőértékek 0,0%, ill. 73,2%. Az olyan fúráspárok száma, ahol a rétegsorok több mint 50 %-ában volt egyezés, a vizsgált eseteknek csupán a tizedrésze.

A korrelációs számokat térképen ábrázolva feltűnő, hogy a magasabb értékek ÉK—DNy és DK—ÉNy irányú sávok mentén tömörülnek. Valószínű, hogy ezen zónák térségében a keletkezési körülmények hasonlóbbak lehettek, így a fúrások közötti térrész is nagyobb biztonsággal előrejelezhető.

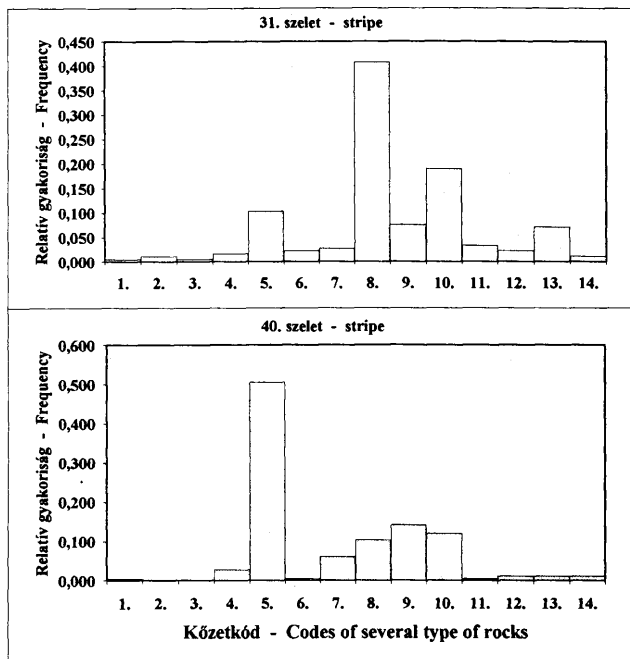
A korrelációs szám az összevetett fúrások hasonló elemeinek részarányát mutatja meg, úgy, hogy a rétegsorok nem egyező részét nem vizsgálja tovább, jóllehet ezek, a korrelációs szám által nem „lefedett” szakaszok azok, amelyek eltérnek egymástól, s amelyek a formáció változékonyságáért elsősorban felelőssé tehetőek. Az eltérés mértékének számszerűsítésére vezettem be az eltérési mérőszámot. Mint láttuk, a rétegsorok spektruma egy 41 dimenziós vektorként fogható fel, így a clusteranalízis hasonlóságmértékei — ez esetben az ún. euklideszi metrika — alkalmazhatók rájuk. (A módszert korábban már BÁRDOSSY Gy. és Juhász E. is felhasználták a halimbai bauxitok elemzése során. Az euklideszi metrika definíciója szerint két N dimenziós vektor, $x = \{x_1, x_2, \dots, x_n\}$ és $y = \{y_1, y_2, \dots, y_n\}$ eltérése:

$$\rho_E = D_\sigma = \sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - y_i)^2}$$



6. ábra Szeletenkénti kőzeteloszlási hisztogramok (1., 11., 21. szelet).

Fig. 6. Histograms of rock categories for horizontal segments of the Formation (1., 11. and 21. segments).

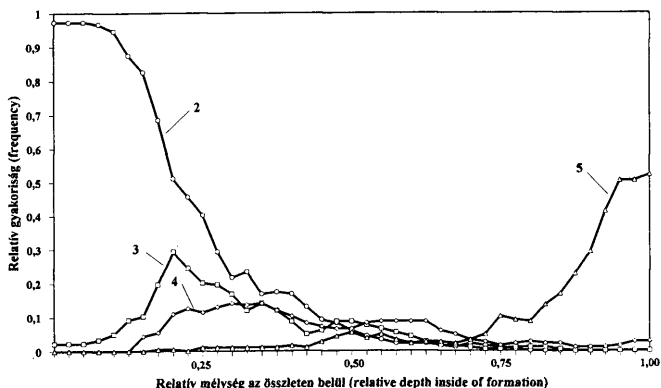


7. ábra Szeletenkénti kőzeteloszlási histogramok (31., 40. szelet).

Fig. 7. Histograms of rock categories for horizontal segments of the Formation (31. and 40. segments).

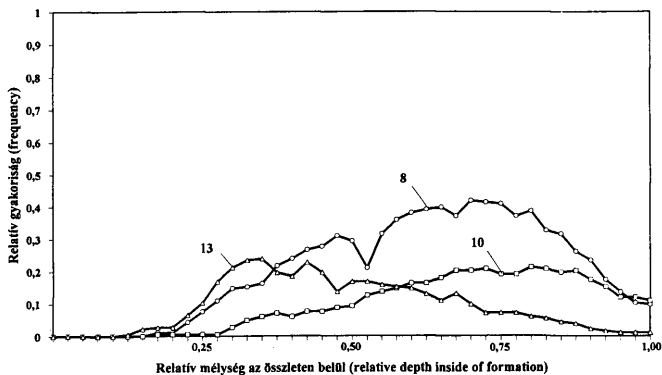
A korrelációs számban megjelenő szakaszokon $x_i = y_i$, tehát ezek a D_i mutatóban zérust adnak. A lehetséges szélsőértékek $D_{\min} = 0,0$ (ha a két rétegsor teljesen azonos) és $D_{\max} = 83,2$ (ha — ad absurdum — az egyik rétegsor végig az 1-es kódú mészkőből, a másik a 14-es kódú aleuritből épül fel).

Az eltérési mérőszámokat ugyanazokra a fúrásparókra határoztam meg, mint a korrelációs számokat. Az adatok 9,0 és 45,1 között változnak, normális eloszlásúak, a várható érték 24,4, a szórás 5,8. Területi eloszlásuk homogénebb képet mutat a korrelációs számokénál: egy meglehetősen egységes, $D_i = 20-25$ közötti alapszintet kisebb minimumok és maximumok tarkítanak, lényegében véletlenszerű eloszlásban. A térkép segítségével mindenesetre kijelölhetők az átlagosnál változékonnyabb, illetve kevésbé bonyolult felépítésű régiók.



8. ábra. Az összletet felépítő néhány képződmény mélység szerinti eloszlásfüggvénye. 2 — mészmárga, márgaközös mészkő, 3 — márga, 4 — agyagmárga, 5 — agyag.

Fig. 8. Relative frequencies of some rocks as a function of the relative depth. 2 — calcareous marl, limestone with interbedded marl, 3 — marl, 4 — argillaceous marl, 5 — clay.



9. ábra. Az összletet felépítő néhány képződmény mélység szerinti eloszlásfüggvénye. 8 — konglomerátum, homokkő, 10 — kavics, 13 — homok, kavicsos homok.

Fig. 9. Relative frequencies of selected rock types as a function of the relative depth. 8 — conglomerate, sandstone, 10 — gravel, 13 — sand, gravelly sand.

Vertikális változékonyság és rétegsor-mátrix

A rétegsorok spektrummá történt átalakítása további lehetőségeket rejt magában. Azáltal ugyanis, hogy valamennyi rétegsort azonos hosszra transzformáltuk és azonos távolságonként mintáztuk meg, a spektrumok megegyező indexű mintaelemei a teljes terület egy — a sorszámnak megfelelő — „szeletét” reprezentálják. Ily módon minden egyes szelet külön elemezhető, s szintenként meghatározható a különböző típusú kőzetek előfordulási gyakorisága. A szeletenkénti kőzeteloszlási hisztogramok közül az 1., 11., 21., 31. és 40. szeletét mutatom be a 6–7. ábrán. Ha mind a 41 ilyen diagramot sorrendben szemléljük, feltűnő, hogy valamennyi képződmény relatív előfordulási gyakorisága szintről-szintre folyamatosan változik, mintha egy animációs film kimerevített képkockái lennének. Ez a folytonosság arra késztetett, hogy az egyes kőzetek relatív előfordulási gyakoriságát a relatív mélység, mint független változó szerinti függvénynek tekintsem. A 8–9. ábrán ezeket a mélység szerinti eloszlásfüggvényeket mutatom be, a formációt felépítő legfontosabb képződményekre. Látható, hogy ezek a különböző kódú kőzetek esetében eltérő lefutásúak. A függvényértékek lényegében az adott képződmény empirikus előfordulási valószínűségét adják meg az összlet adott mélységében. Ha a gyakorisági hisztogramokból kapott pontos értékeket mélység, illetve kód szerint rendezzük, tulajdonképpen egy mátrixhoz jutunk (2. táblázat). Egy változékonny, bonyolult felépítésű összlet esetében ez a mátrix ugyanolyan jellegzetesen és egyedi módon tükrözi a kőzetösszetételt az adott területen, mint egy jól bontható, homogén formáció leírásakor a típusszelvény. Ezért a fenti táblázatot a Darvastói Formáció rétegsor-mátrixának nevezem. Véleményem szerint az ilyen módon előállított rétegsor-mátrix bármely képződmény valószínűségi alapokon történő jellemzésére bevezethető.

A Darvastói Formáció esetében az egyes kőzetfajták előfordulási valószínűségeinek mélység menti változásai karakteres módon kijelölnek bizonyos intervallumokat, melyekre meghatározott képződmények meghatározott konfigurációja jellemző. A karbonátos rétegek (2-es, 3-as és 4-es kód), a durvatörmelékeny képződmények (8-as, 10-es, 13-as kód) és az agyag (5-ös kód) egymáshoz viszonyított részaránya a formáció különböző mélységében lényeges eltérést mutat, ennek alapján 5 különböző típusú rétegsorportot tudtam elkülöníteni. A legfelső (1. típus) egy márgaközs (márga közbetelepüléses) mészkő (2-es kőzetkód), melynek 0,95 fölötti relatív gyakorisága regionális elterjedésre utal az 1–4. szelet szintjében. Ez alatt uralkodóan karbonátos, mészmárga-márga-agyagmárga összetételű rétegsorport (2. típus) található. A következő, 3. típusú döntően törmelékeny kőzetek (homok, kavics, homokkő, konglomerátum) építik föl, de karbonátos rétegek is előfordulhatnak, fokozatosan csökkenő részarányban. Az agyag itt még alárendelt szerepet játszik, aránya majd a 4. típustól kezd el fokozatosan növekedni, mely agyag, kavics, homokkő és konglomerátum rétegek váltakozásából áll, utóbbiak csökkenő tendenciája mellett. A formáció alján az agyag előfordulási gyakorisága megugrik, vastagabb, összefüggő agyagréteg jelenik meg (5. típusú rétegsorport).

A fenti rétegsorportokra bontás a terület egészét jellemző, átlagos előfordulási gyakoriságok alapján történt, olyan szignifikáns változások figyelembevételével, melyek regionálisan érvényesek. Nyilvánvaló, hogy egyes rétegsorport-típusok nem találhatók meg mindegyik fúrási rétegsorban, s vastagságuk, tényleges összetételük a terület

A DARVASTÓI FORMÁCIÓ EGYES KÉPZŐDMÉNYEINEK RELATÍV GYAKORISÁGA KÜLÖNBÖZŐ MÉLYSÉGEKBE
RELATIV FREQUENCY OF THE ROCKS IN SEVERAL DEPTH OF THE FORMATION (MATRIX OF SEQUENCES)

II. táblázat — *Table II*

Relatív mélység	K é p z ő d m é n y k ö d j a													
	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.	13.	14.
1. szelét	0,005	0,973	0,022	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
2. szelét	0,005	0,973	0,022	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
3. szelét	0,005	0,973	0,022	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
4. szelét	0,000	0,967	0,033	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
5. szelét	0,000	0,946	0,049	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
6. szelét	0,000	0,875	0,092	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,000
7. szelét	0,005	0,826	0,103	0,043	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,022	0,000
8. szelét	0,011	0,685	0,196	0,054	0,005	0,000	0,000	0,011	0,000	0,005	0,000	0,005	0,027	0,000
9. szelét	0,016	0,511	0,293	0,109	0,005	0,000	0,000	0,011	0,000	0,005	0,000	0,022	0,027	0,000
10. szelét	0,011	0,457	0,245	0,125	0,000	0,005	0,000	0,043	0,011	0,005	0,000	0,033	0,065	0,000
11. szelét	0,016	0,402	0,201	0,114	0,011	0,011	0,000	0,076	0,011	0,005	0,005	0,043	0,103	0,000
12. szelét	0,016	0,293	0,196	0,130	0,011	0,011	0,000	0,109	0,011	0,005	0,005	0,043	0,168	0,000
13. szelét	0,005	0,217	0,168	0,141	0,011	0,011	0,000	0,147	0,016	0,027	0,005	0,038	0,212	0,000
14. szelét	0,005	0,234	0,120	0,136	0,011	0,005	0,005	0,152	0,022	0,049	0,000	0,027	0,234	0,000
15. szelét	0,011	0,168	0,141	0,141	0,011	0,000	0,005	0,163	0,011	0,060	0,000	0,049	0,239	0,000
16. szelét	0,005	0,174	0,120	0,120	0,011	0,005	0,011	0,217	0,005	0,071	0,005	0,060	0,196	0,000
17. szelét	0,011	0,168	0,087	0,103	0,016	0,011	0,011	0,239	0,005	0,060	0,005	0,098	0,185	0,000
18. szelét	0,011	0,130	0,049	0,082	0,011	0,011	0,016	0,266	0,011	0,076	0,005	0,103	0,228	0,000
19. szelét	0,011	0,092	0,060	0,071	0,027	0,022	0,011	0,277	0,022	0,076	0,011	0,125	0,196	0,000
20. szelét	0,011	0,082	0,087	0,065	0,043	0,022	0,005	0,310	0,027	0,087	0,005	0,120	0,136	0,000
21. szelét	0,011	0,060	0,087	0,065	0,054	0,022	0,005	0,293	0,038	0,092	0,005	0,098	0,168	0,000
22. szelét	0,005	0,043	0,076	0,082	0,038	0,011	0,027	0,210	0,027	0,125	0,005	0,082	0,168	0,000
23. szelét	0,000	0,033	0,065	0,087	0,049	0,016	0,016	0,315	0,043	0,136	0,005	0,076	0,158	0,000
24. szelét	0,000	0,022	0,054	0,087	0,033	0,022	0,016	0,359	0,049	0,147	0,005	0,054	0,152	0,000
25. szelét	0,000	0,022	0,043	0,087	0,022	0,033	0,011	0,380	0,022	0,163	0,005	0,065	0,147	0,000
26. szelét	0,000	0,022	0,027	0,087	0,027	0,054	0,005	0,391	0,033	0,163	0,011	0,049	0,130	0,000
27. szelét	0,005	0,016	0,016	0,060	0,027	0,054	0,016	0,397	0,054	0,179	0,027	0,038	0,109	0,000
28. szelét	0,005	0,011	0,016	0,049	0,022	0,038	0,016	0,370	0,065	0,201	0,033	0,043	0,130	0,000
29. szelét	0,005	0,022	0,011	0,033	0,033	0,033	0,011	0,418	0,071	0,201	0,027	0,038	0,098	0,000
30. szelét	0,005	0,016	0,005	0,027	0,049	0,027	0,016	0,413	0,092	0,207	0,022	0,043	0,071	0,005
31. szelét	0,005	0,011	0,005	0,016	0,103	0,022	0,027	0,408	0,076	0,190	0,033	0,022	0,071	0,011
32. szelét	0,005	0,005	0,011	0,022	0,092	0,011	0,033	0,370	0,092	0,190	0,049	0,038	0,071	0,011
33. szelét	0,005	0,000	0,011	0,027	0,087	0,000	0,016	0,386	0,103	0,212	0,038	0,043	0,060	0,011
34. szelét	0,005	0,000	0,011	0,022	0,136	0,005	0,027	0,326	0,114	0,207	0,038	0,043	0,054	0,011
35. szelét	0,005	0,000	0,005	0,022	0,168	0,011	0,027	0,315	0,125	0,196	0,033	0,043	0,043	0,005
36. szelét	0,005	0,000	0,000	0,011	0,228	0,011	0,038	0,261	0,158	0,201	0,016	0,027	0,038	0,005
37. szelét	0,005	0,000	0,000	0,011	0,293	0,005	0,038	0,234	0,179	0,174	0,011	0,022	0,022	0,005
38. szelét	0,005	0,000	0,000	0,011	0,413	0,005	0,038	0,174	0,152	0,152	0,005	0,016	0,016	0,011
39. szelét	0,005	0,000	0,000	0,016	0,505	0,005	0,049	0,136	0,130	0,120	0,005	0,005	0,011	0,011
40. szelét	0,005	0,000	0,000	0,027	0,505	0,005	0,060	0,103	0,141	0,120	0,005	0,011	0,011	0,011
41. szelét	0,005	0,000	0,000	0,027	0,522	0,011	0,065	0,098	0,141	0,109	0,000	0,005	0,011	0,005

különböző pontjain más és más. Ahhoz, hogy az egyes fúrási rétegsorokra ez a felosztás konkrétan alkalmazható legyen, olyan algoritmust készítettem, mely az egyes rétegsorok alsó és felső határát egy adott rétegsorban egyértelműen kijelöli. (Hely hiányában ezt itt nem részletezem, példaként bemutatom a 2. típusú rétegsorokra megfogalmazott feltételeket: 1-es, 2-es, 3-as és 4-es kódú kőzetek építhetnek fel, melyek közül a 3-as és/vagy 4-es megléte kötelező feltétel, az 1-es és/vagy 2-es kimaradhat; felső határa vagy az 1. típusú rétegsor, vagy — ennek kimaradása esetén — a formáció közvetlen fedője; alsó határa az első 8-as, vagy magasabb kőzetkódú réteg megjelenése (3. típusú rétegsor), vagy ennek kimaradása esetén az első agyagréteg megjelenése (4. vagy 5. típusú rétegsor), vagy a formáció közvetlen fektüje.) Látható, hogy az egyes rétegsor-típusok (növekvő sorszámuk sorrendjében) szigorúan csak egymás alatt következhetnek, viszont bármelyik kimaradhat az adott rétegsorból. Mivel az 1. és/vagy 2. típus mindegyik fúrásban megtalálható, a rétegsorok közötti különbözőséget az határozza meg, hogy a fennmaradó 3 típus közül melyik található meg az adott pozícióban és melyik marad ki. Ebből elméletileg 8 különböző kombináció származtatható, a területen azonban csak 6 fordul elő közülük, melyeket mint különböző rétegsor-típust definiáltam. Az egyes rétegsor-típusok a következőképpen épülnek fel a különböző típusú rétegsorokból:

III. táblázat — Table III

Rétegsor-típus	Rétegsor-típus				Gyakoriság
	1—2.	3.	4.	5.	
„A”	+	+	—	+	39,1
„B”	+	+	—	—	32,1
„C”	+	+	+	+	8,7
„D”	+	+	+	—	16,3
„E”	+	—	+	+	3,3
„F”	+	—	—	—	0,5

(A + jel a rétegsor meglétét, a — jel a kimaradását jelenti.)

Az egyes rétegsor-típusok bányászati veszélyessége eltérő mértékű, annak függvényében, hogy a víztároló és folyásra hajlamos képződményeket tartalmazó 3. típusú rétegsor megtalálható-e bennük, illetve, hogy ez alatt föllelhető-e az agyagrétegeket is tartalmazó (így korlátozott fojtó hatású) 4. típusú és a csak agyagból felépülő (teljesértékű védőrétegek tekinthető) 5. típusú rétegsor. Ilyen megfontolásból a „B” típus a legveszélyesebb, majd a „D”, az „A” és a „C” típus következik. A legkedvezőbb az „E” és az „F” típusú rétegsor — azonban éppen ezek fordulnak elő legritkábban. A különböző rétegsor-típusokat térképen ábrázolva feltűnő, hogy elhelyezkedésük nem véletlenszerű, hanem azonos rétegsor-típusú, összefüggő területrészek különíthetők el. Ezek lehatárolásával lényegében egy „rayon”-térképhez jutunk (10. ábra). Ezen a víztartalmú és folyásra hajlamos képződményeket magukba foglaló 3. és 4. típusú rétegsorok összevont vastagságát is feltüntetve, a térkép a bányászati tervezés, fejtéselőkészítés számára közvetlenül felhasználható segítséget jelent.



Irodalom — References

- BÁRDOSSY Gy. (1991): A Halimba—II/DNy terület geokémiai, geomatematikai és bauxitföldtani értékelése. — GEOPROSPECT Kft, kézirat.
- DÉVÉNYI D. & GULYÁS O. (1988): Matematikai statisztikai módszerek a meteorológiában. — Tankönyvkiadó, Budapest.
- FÜST A. (1990): Geostatistika — ELTE egyetemi jegyzet, kézirat.
- GEOEAS User's Guide (1988). — Las Vegas, Nevada.
- GEOPROSPECT Kft. (1992): Jelentés a Csabpuszta—I/2. ütem megkutatott bauxitlepeiről. — GEOPROSPECT Kft Adattár, kézirat.
- HEGEDŰS I.-né, SEBESTYÉN I. & SZANTNER F. (1985): A Csabpuszta-gyepükajáni bauxitelfordulás felső bauxitszintjének vízföldtani viszonyai — Bányászati és Kohászati Lapok, Bányászat 118, 517—525.
- R. SZABÓ I. et al. (1985): Jelentés a Csabpuszta—I. ütem megkutatott bauxitlepeiről — Bauxitkutató Vállalat Adattár, kézirat.
- TERRATEST Kft. (1991): A Csabpuszta—I/2. ütem zárójelentés geofizikai adatgyűjteménye — GEOPROSPECT Kft Adattár, kézirat.

10. ábra. A különböző rétegsor-típusú területek rayon-térképe. 1 — a vizsgált terület határa, 2 — karotált kutatófúrás a 3. és 4. rétegcsoport összvastagsági adatával (m), 3 — a különböző rétegsor-típusú területek (rayonok) határa, 4 — vastagság-izovonal (m), 5 — „A” rétegsor-típusú terület, 6 — „B” rétegsor-típusú terület, 7 — „C” rétegsor-típusú terület, 8 — „D” rétegsor-típusú terület, 9 — „E” rétegsor-típusú terület.

Fig. 10. Rayon-map on the territories of several type of sequences. 1 — boundary of the studied area, 2 — well-logged borehole with summed thickness of the 3. and 4. groups of strata [m], 3 — boundary of different rayons, 4 — isopach lines [m], 5 — territory, including „A” type of sequences, 6 — territory, including „B” type of sequences, 7 — territory, including „C” type of sequences, 8 — territory, including „D” type of sequences, 9 — territory, including „E” type of sequences.

New Carboniferous Bryozoa from Nagyvisnyó (Bükk Mts., Hungary)

Új karbon bryozoafajok Nagyvisnyóról (Bükk-hg.)

Kamil ZÁGORŠEK¹

(2 figures, 2 tables, and 7 plates)

Abstract

The Carboniferous Mályinka Formation at Nagyvisnyó (Bükk Mts., Hungary) yielded a rich association of bryozoans belonging to the order Stenolaemata. Ten species (among them 4 are new) were determined; probably they are Westphalian B–C in age. The contrast between conodont and bryozoan ages is discussed. All species are new for this area, so they are described in detail.

Összefoglalás

A bükki karbon Mályinkai Formáció nagyvisnyói lelőhelyein gazdag, a Stenolaemata rendbe tartozó bryozoafaunát találtunk. A tíz fajból 4 új. A fauna kora valószínűleg westphali B–C.

Key words: Bryozoa, new species, Carboniferous, Bükk Mts., Hungary

Introduction

Recent collections from the lower beds of the Berenás Member of the Mályinka Formation (Bükk Mts., Hungary) yielded a rich bryozoan fauna at the locality Nagyvisnyó. The Nagyvisnyó locality (Fig. 1) is the classical railway cut near the railway station of Nagyvisnyó village between hectometres 421 and 422. Bryozoans occur in the brown to yellowish shale, which hosts an associated rich brachiopod and crinoid fauna (BALOGH, 1964).

According to KOZUR (1984), the bryozoans occur also in the top of the algal limestone (Fig. 2). I had no possibility to study this material, but the photos in KOZUR (1984) indicate a very different fauna. It contains (according to WYSE-JACKSON, pers. comm., 1994) genera *Penniretepora* and *Diploporaria*.

¹Department of Geology and Palaeontology, Comenius University, SK-842-15 Bratislava, Mlynská dolina 1, Slovakia

(1984) indicate a very different fauna. It contains (according to WYSE-JACKSON, pers. comm., 1994) genera *Penniretepora* and *Diploporaria*.

Bryozoans were observed from thin sections according to MOROZOVA's method, and since it was not possible to obtain free specimens. A problem of this method is the comparison with the descriptions of old papers, where the bryozoans were described by external features. That's why, I could use only few descriptions, mainly older Russian or very recent ones from other countries. The systematic descriptions, especially micrometric formulae, are made according to MOROZOVA's method with adding the Fenestrata characters from HAGEMAN (1991).

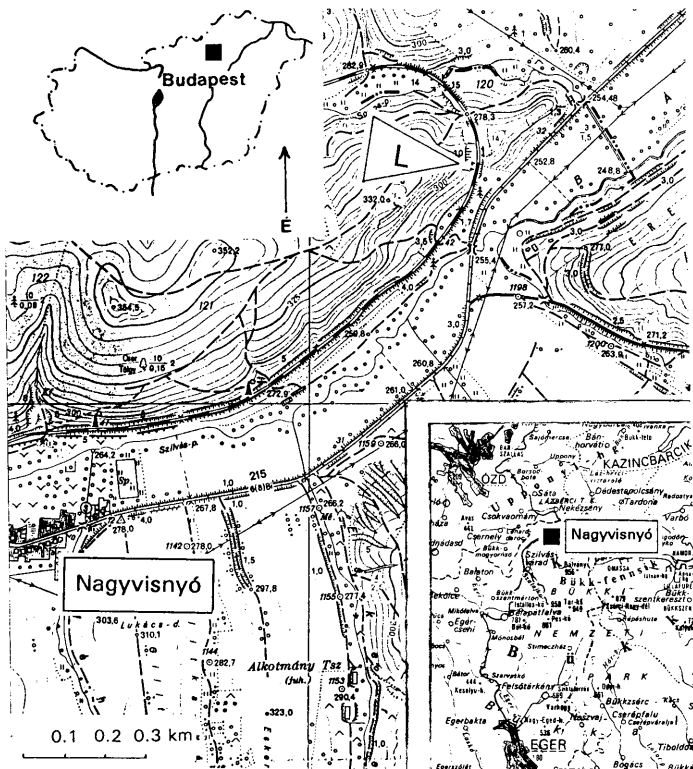


Fig. 1. Geographical position of village Nagyvisnyó in Hungary, and exact location (L) of railway-cut between hectometres 421–422.

1. ábra. A nagyvisnyói bryozoa-lelőhely a vasúti bevágásban.

Stratigraphy

The Paleozoic sediments in the Bükk Mts. are subdivided in two formations (Fig. 2): a lower Szilvásváradi Shale and an upper Mályinka Formation. The first one is represented by an about 1000 m thick unfossiliferous flysch-like, anchimetamorphic shale and siltstone. The 400–500 m thick Mályinka Formation contains calcareous shale, siltstone, sandstone, bioclastic limestone, rich in fossils, and some conglomerate. The age of the Mályinka Formation ranges from the upper Moscovian to Asselian. There are two members within the Mályinka Formation, the Berénás Member: age ranges from upper Moscovian (Westphalian C–D) to Kasimovian (Stephanian A), and the Csikorgó Member: age ranges from Gshelian (Stephanian B) to Asselian (Autunian) (KOZUR, 1984; his Table 1).

KOZUR (1984) has found conodonts in bedded crinoidal limestones in the top of massive light coloured limestones outcropping near Nagyvisnyó between hectometres 423 and 422. He recognized, that the age of this limestone is older than the uppermost Moscovian (Westphalian D), and younger than the upper Moscovian (Westphalian C). The locality of Bryozoa, described here, lies closer to hectometre 422 in unclear tectonic position. However, it is very near to KOZUR's sampling place, so its age can be similar.

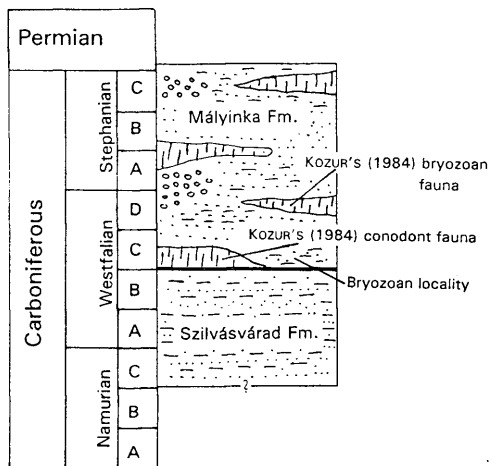


Fig. 2. Carboniferous lithostratigraphic column of the Bükk Mts. (after EBNER et al., 1991, modified), with the position of KOZUR's (1984) sampling points. Vertical hatching: limestone bodies within the shale-conglomerate sequence.

2. ábra. Bryozoa- és conodonta-faunák helyzete a bükki karbonban. A palába zárt mészkőtesteket függőleges vonalkázás jelöli.

ROZOVSKAYA (1963) described fusulinids in shales near Nagyvisnyó at hectometre 416. She suggested Westphalian C age for these shales.

On the other hand, according to MOROZOVA (pers. comm., 1993), the bryozoan fauna *Laxifenestella polyporata* (PHILLIPS, 1836), *Alternifenestella minor* (NIKIFOROVA, 1933), *Alternifenestella triangularis* (NEKHOROSHEV, 1956), *Polypora cestiensis* (ULRICH, 1890), and *Polyporella subparviapertura* sp. n. show, that the age of the shale can be much older; Visean to Namurian (see Table 1). However, due to the occurrence of the genera *Cavernella* and *Shulgapora*, which was found in the Bashkirian (Namurian B—C) of Kazakhstan, the age of the association should be younger than Westphalian A. Therefore the suggested age of the studied material should be Westphalian B—C.

The correlation between USSR Carboniferous stratigraphy and west European stratigraphy used in this paper, are according to ROSS (1981).

Table 1. Geographical distribution of species found in Nagyvisnyó between hectometers 421 - 422.

1. táblázat: A fajok földrajzi és időbeli eloszlása

Explanation: Nsm. = number of specimens found in Nagyvisnyó; Rpl. = Russian platform; Don. = Donbas basin; Alt. = Rudnyj Altaj Mts.; Eng. = England; Irei = Ireland; USA = United States of America; Chl. = China; MAZ. = Middle Asia (Kazakhstan, Turkmenia); l = lower; m = middle; u = upper; V = Visean; N = Namurian.

Taxa	Nsm.	Rpl.	Don.	Alt.	Eng.	Irei	USA	Chl.	MAZ
<i>Nikiforovella</i> cf. <i>insperata</i>	1								
<i>Laxifenestella</i> <i>polyporata</i>	3	u V	l N		u V	V			
<i>Alternifenestella</i> <i>minor</i>	2	l N	l N					m V	m V
<i>Alternifenestella</i> <i>triangularis</i>	2	u V		u V					
<i>Alternifenestella</i> <i>kazmerli</i> sp. n.	10								
<i>Cavernella</i> <i>morozevae</i> sp. n.	7								
<i>Polypora</i> <i>cestiensis</i>	3	V-N	N				V-N		V
<i>Polyporella</i> <i>subparviapertura</i> sp. n.	2		u N						
<i>Shulgapora</i> <i>hungarica</i> sp. n.	7								
<i>Penniretopora</i> cf. <i>geometrica</i>	1								

Systematic part

Note. Micrometric formulae: number of branches per 10 mm of width of zoarium "/" number of fenestrules per 10 mm of length of zoarium "/" number of zooecia per 5 mm of length of branch.

Class Stenolaemata BORG, 1926
Order Rhabdomesida ASTROVA & MOROZOVA, 1986
Family Nikiforovellidae GORYUNOVA, 1975
Genus *Nikiforovella* NEKHOROSHEV, 1948

Nikiforovella cf. *insperata* GORYUNOVA, 1975
Pl. I. Figs. 1—2.

1975 *Nikiforovella insperata* sp. n.; GORYUNOVA, pp. 68, Pl. XII. Fig. 1.

M a t e r i a l : 1 specimen: 1 transverse and 1 oblique section.

D i m e n s i o n s (in μm):

width of zoarium: 660; before bifurcation: 1410

diameter of aperture: 160×110

distance between aperture centres: 450—570

diameter of acanthozooecia: 26—27

diameter of metazooecia: 19×34

D e s c r i p t i o n : Zoarium erect, tetramorph, branched, with bifurcation on each 1700 to 2700 μm . In transverse section, oval (probably due to preservation). Diameter of endozone from 310 to 380 μm ; width of exozone from 180 to 220 μm .

In longitudinal section of endozone, zooecia tube-like, wide from 91 to 121 μm , 3—4 next to each other. Diaphragms very rare, lateral walls about 15 μm wide. Metazooecia small, 45 to 58 μm , common. Acanthozooecia have not been observed.

In exozone, zooecia has very wide lateral walls about 40 μm . Metazooecia very abundant, long, about 61—76 μm , occasionally more than 115 μm , circular. In shallow tangential section, apertures oval, with narrow peristome; metazooecia very abundant, large, oval to irregular in shape, acanthozooecia rare (2 acanthozooecia among 3 apertures), small, circular.

In transverse section, zooecia oval to circular, metazooecia small, circular.

C o m p a r i s o n : Described specimen is very similar to *Nikiforovella insperata* GORYUNOVA, 1975 from the lower Permian (Autunian) of Pamir Mts., in its tangential section, but *Nikiforovella insperata* GORYUNOVA, 1975 has very wide zoarium (1400—2350 μm), with more wide exozone (350—820 μm), and has much more acanthozooecia.

Nikiforovella nana SHULGA-NESTERENKO, 1955 from the Namurian A of Russian platform, is similar to *Nikiforovella* cf. *insperata* GORYUNOVA, 1975 in its tangential section, but differs in having much less small, circular metazooecia.

The quite similar *Nikiforovella multipilata* TRIZNA, 1958 from Tournaisian to Viséan differs in having much more acanthozooecia in regular rows (about 8—9 in 1 mm of

Table 2. Dimensions of Fenestrata Bryozoa found in the locality Nagyvisnyó between hectometres 421 and 422.

2. táblázat. A bryozóafajok méretadatai.

Explanations (according to Morozova, pers. com., 1993, and Hageman, 1991 - modify): micrometric formulae = number of branches per 10 mm of width of zoarium "/ " number of fenestrules per 10 mm of length of zoarium "// " number of zooecia per 5 mm of length of branch. AF = number of apertures per one fenestrule. WB = width of branch. WD = width of dissepiment. DBC = distance between branch centers. WF = width of fenestrule. LF = length of fenestrule. DA = diameter of aperture. WK = width of keel. ABD = distance between apertures. TB = thickness of branch (measured on obverse-reverse direction). All measurements in micrometers.

Taxa	microm. formulae	AF	WB	WD	DBC	WF	LF	DA	WK	ADB	TB
<i>Luxifenestella polyporata</i>	9 / 5-6 // 17-19	5-6	310-345	70-105	1010	785-810	1020-1900	130-80	30-34	310-330	240-300
<i>Alternifenestella minor</i>	18-20 / 20 // 20	1-2	190-250	60-90	630-680	230-420	380-420	98	38	250-270	150-160
<i>Alternifenestella triangularis</i>	17-20 / 7 // 19-20	4-5	110-220	60-70	630-680	380-480	1280	80-120	22-15	240-310	210
<i>Alternifenestella kazmerii</i> sp.n.	15-17 / 11-12 // 20	2-3	210-330	80-148	610-680	170-350	510-790	100-110	30-40	250-310	220-410
<i>Cavernella morozovae</i> sp.n.	18-20 / 15 // 20-22	2-3	190-240	80-148	530-720	220-350	410-610	60-70	30-35	220-270	155-220
<i>Polypora cestriensis</i>	10-11 / 6 // 14-15	3-4	440-460	220-330	810-1210	380-510	1300-1500	110	40	310-280	450-530
<i>Polyporella subparvapertura</i>	10 / 4-5 // 14-15	4-5	430-760	150-180	910-1200	480-650	1300-1500	110-130	30-34	330-390	220
<i>Stulgapora hungarica</i> sp.n.	6-7 / 1.5-2 // 15	6-9	530-700	170-270	530-720	570-760	2000-2600	210-270	45-61	380-450	540-680

each row between apertures), in the diameter of very oval apertures ($70 \times 160 \mu\text{m}$), and in the distance between aperture centres, which is from 140 to $200 \mu\text{m}$.

The described specimen differs from other known species of genus *Nikiforovella* (for example *Nikiforovella ulbensis* NEKHOROSHEV, 1956 or *Nikiforovella xainzaensis* XIA, 1986) mainly in having very abundant irregular metazooecia, and in having small acanthozooecia, occurred very occasionally.

D i s c u s s i o n : According to MOROZOVA's remarks (pers. comm., 1993), the described specimen can be a new species, but in my opinion, being a single specimen it is very difficult to consider it as a new species.

O c c u r r e n c e : Westphalian B—C, Nagyvisnyó.

Order Fenestrata ELIAS & CONDRA, 1957

Family Fenestellidae KING, 1850

Genus *Laxifenestella* MOROZOVA, 1974

Laxifenestella polyporata (PHILLIPS, 1836)

Pl. I. Fig. 3

1951 *Fenestella polyporata* PHIL.; SHULGA-NESTERENKO, pp. 59, Pl. X. Fig. 3, Draw. 20.

M a t e r i a l : 3 specimens : 3 tangential and 1 transverse thin sections.

D e s c r i p t i o n : Micrometric formulae 9/5-6//17-19. Zoaria flat, delicate, regularly branched. Branches straight, intermediate width, with zooecia in two rows, before bifurcation in three rows. In tangential section, zooecia oval to parallelogram with indistinct diaphragms, axial wall trace sinuous. Superior hemiseptum large, inferior one indistinct. Apertures small circular, peristome indistinct, may be present. Fenestrules long, large, rectangular. Dissepiments in regular space, very thin. Keel narrow, the nodes not preserved.

In transverse section, branches circular to oval, shallow. External lamellar skeleton intermediate width, interior granular skeleton thin.

M a i n d i m e n s i o n s (others in Table 2) (in μm):

width of branches WB = 310—345

width of dissepiment WD = 70—105

width of fenestrule WF = 785—810

length of fenestrule LF = 1020—1900

O c c u r r e n c e : lower Namurian from Donbas, upper Viséan from England and Russian platform, Viséan from Fermanagh (Ireland), Westphalian B—C, Nagyvisnyó.

Genus *Alternifenestella* TERMIER & TERMIER, 1971

Alternifenestella minor (NIKIFOROVA, 1933)

Pl. II. Fig. 1

1951 *Fenestella minor* NIKIF.; SHULGA-NESTERENKO, pp. 89, Pl. XVII. Fig. 1.

non 1951 *Fenestella minor* NIKIF.; SHULGA-NESTERENKO, pp. 89, Pl. XVIII. Fig. 5.

1961 *Fenestella minor* NIKIF.; DUNAEVA, pp. 49.

M a t e r i a l : 2 specimens: 1 transverse and 2 tangential sections.

Description: Micrometric formulae is 18-20/20//20. Zoarium flat, delicate, regularly branched.

Branches straight, narrow, with zooecia in two rows, before bifurcation in three rows. In tangential section, zooecia triangular to trapezoidal with axial wall trace zigzag. Superior hemiseptum large, long, more than 1/2 width of zooecia; inferior one indistinct. Apertures small circular, without peristome. Fenestrules short, square in shape. Dissepiments very thin, sometimes with oblique angle with branches. Keel narrow, the nodes not preserved. Heterozooecia absent.

In transverse section, branches elliptical to oval, very shallow. External lamellar skeleton intermediate width, interior granular skeleton thin.

Main dimensions (in μm):

WB = 190—250

WD = 60—90

WF = 230—420

LF = 380—420

Variability: NIKIFOROVA's specimens have micrometric formulae 18-22/18-20//18-20. The Nagyvisnyó specimens have wider branches, and larger hemisepta.

Occurrence: lower Namurian of Donbas and Russian platform, middle Viséan of Kazakhstan, and China. Westphalian B—C, Nagyvisnyó.

Alternifenestella triangularis (NEKHOROSHEV, 1956)

Pl. I. Fig. 4.

1956 *Alternifenestella triangularis* sp. n.; NEKHOROSHEV.

Material: 2 specimens: 2 tangential and 1 transverse thin sections.

Description: Micrometric formulae 17-20/7//19-20. Zoarium flat, delicate, regularly branched.

Branches straight, thin, with zooecia in two rows. In tangential section, zooecia trapezoidal, with very thin lateral walls; axial wall trace zigzag. Superior hemiseptum present, small, inferior one indistinct or absent. Apertures small, circular, with thick peristome. Fenestrules very large, long, rectangular. Dissepiments thin. Keel very narrow with indistinct nodes.

In transverse section, branches polygonal to rhombic, shallow. External lamellar skeleton thin, interior granular skeleton intermediate width.

Main dimensions (in μm):

WB = 110—220

WD = 60—70

WF = 380—480

LF = 1280

Variability: Specimens described by NEKHOROSHEV have micrometric formulae 18-21/7-10//16-18, have small nodes, and its fenestrules are little narrower.

Occurrence: upper Viséan from Rudnyj Altaj and Russian platform. Westphalian B—C, Nagyvisnyó.

Alternifenestella kazmerii sp. n.

Pl. II. Figs. 2—3, Pl. III. Figs. 1—4

D i a g n o s i s : Micrometric formulae 15-17/11-12//20. Zoarium flat. Branches straight, with thick lateral walls. Zooecia in two rows, large, trapezoidal, without hemisepta. Fenestrules short. Dissepiments thin to intermediate. Keel narrow, with regular spaced nodes.

H o l o t y p e : The specimen No. 1/2_{1a} depicted on Pl. II. Fig. 2 and Pl. III. Fig. 1, deposited in the Slovak National Museum in Bratislava (SNM-B), under number SNM Z-21 491.

P a r a t y p e s : 9 specimens: 8 tangential and 2 transverse thin sections, deposited in the SNM-B, under numbers SNM Z-21 492 to SNM Z-21 500.

L o c u s t y p i c u s : Nagyvisnyó, railway cut between hectometres 421 to 422.

S t r a t u m t y p i c u m : Westphalian B—C.

D e r i v a t i o n o m i n i s : In honour of M. KÁZMÉR (Budapest).

M a i n d i m e n s i o n s (in μm):

WB = 210—330; before bifurcation 530

WD = 80—148

WF = 170—350

LF = 510—790

D e s c r i p t i o n : Zoaria delicate, flat, regular branched, intermediate to open mesh type; WF:WB ratio about 1.4—2.0.

Branches straight, narrow to intermediate (width about 210—330 μm), before bifurcation about 530 μm , with thick outer laminated skeleton. Autozoecial living chambers large, in two rows, axial wall trace zigzag. Near reverse surface and in the shallower section, zooecial shape trapezoidal, near the obverse surface, zooecial shape oval. Hemisepta absent. Apertures intermediate (100×110 μm), circular, without peristome. Fenestrules intermediate size (320×650 μm), elliptical, same shape in large part of zoarium. Dissepiments in regular intervals, thin to intermediate width, intermediate length. Keel single, narrow (about 30—40 μm width). Nodes monoserial, elliptical, small (38×64 μm), intermediate spacing (distance about 320 μm ; 3 nodes per 1 mm). Reverse surface with ribs.

In transverse section, branches medium thickness, circular, with very long keel. The length of keel with nodes are sometimes more than 1/2 of thickness of branch. Exterior lamellar skeleton thick, interior granular skeleton thin.

C o m p a r i s o n : The most similar species of *Alternifenestella kazmerii* sp. n. is *Alternifenestella praebasloviensis* (SHULGA-NESTERENKO, 1951) from Stephanian B of Russian platform, which has micrometric formulae 14-16/12//18. However, it differs in the width of branches (310—350 μm), in the width of dissepiments (200—250 μm), and in the length of fenestrules 550—700 μm). Besides that, *Alternifenestella praebasloviensis* (SHULGA-NESTERENKO, 1951) has only 2 keel nodes per 1 mm.

Quite similar *Alternifenestella major* (NIKIFOROVA, 1933) from Visean to Namurian of Russian platform, has 4—5 nodes per 1 mm, and the length of fenestrule are 800—1000 μm .

Alternifenestella donaica (LEBEDEV, 1924) from Namurian A of Russian platform has micrometric formulae 16/9-10//18. This species differs from the described species

mainly in the width of dissepiments (60–80 μm), and in the width of branches (120–250 μm).

Alternifenestella equinodata (NEKHOROSHEV, 1956) has micrometric formulae 18-20/11-12//21. The width of branches are only 210–240 μm , length of fenestrules are more than 720 μm , and the distance between nodes are only 230 μm .

The specific morphological features of *Alternifenestella kazmerii* sp. n. are thickness of outer laminated skeleton, shape of zooecia and absence of hemisepta.

O c c u r r e n c e : Westphalian B–C, Nagyvisnyó.

Genus *Cavernella* MOROZOVA, 1974

Cavernella morozovae sp. n.

Pl. II. Fig. 4, Pl. IV. Figs. 1–5.

D i a g n o s i s : Micrometric formulae 18-20/15//20-22. Zoarium fine branched with straight branches. Zooecia in 2 rows, trapezoid shape in tangential section. There are 2 caverns on each branch in the distal part of each fenestrule. Caverns are very long and narrow.

H o l o t y p e : The specimen No. 1/3_a, depicted on Pl. IV. Figs. 3 & 5, deposited in the SNM-B, under number SNM Z-21 501.

P a r a t y p e s : 6 specimens: 5 tangential thin sections, and 2 transverse thin sections, deposited in the SNM-B, under numbers SNM Z-21 502 to SNM Z-21 507.

L o c u s t y p i c u s : Nagyvisnyó, railway cut between hectometres 421 to 422.

S t r a t u m t y p i c u m : Westphalian B–C.

D e r i v a t i o n o m i n i s : In honour of Dr. P. I. MOROZOVA (Moscow).

M a i n d i m e n s i o n s (in μm):

WB = 190–240

WD = 80–148

WF = 220–350

LF = 410–610

D e s c r i p t i o n : Zoaria delicate, flat, regularly fine branched, intermediate mesh type; WF:WB ratio about 1.3. Branches straight, narrow (width about 210 μm). Keel single, narrow. Nodes monoserial, elliptical, small (38×57 μm), intermediate spacing (distance between each nodes about 310 μm). Dissepiments in regular intervals, intermediate width (about 100 μm) and length. Fenestrules intermediate in size (310×550 μm), oval to rectangular. Apertures small, circular, without peristome.

Autozooecial living chamber small, in two rows, axial wall trace zigzag. Near reverse surface, zooecial chambers triangular to trapezoidal. In the shallower section, near obverse surface the shape of zooecia could be oval. Heterozooecia—caverns present, placed along branches in contact with dissepiments. Caverns are long (more than 1/3 of length of fenestrule), about 530–630 μm , and very narrow (about 110–130 μm). Near reverse surface caverns open into fenestrule. Superior hemiseptum small, not very good preserved, inferior hemiseptum absent.

Branches polygonal, shallow (about 155–220 μm); caverns small, circular in transverse section. Exterior lamellar skeleton thin, interior granular skeleton intermediate.

C o m p a r i s o n : Very similar species is *Cavernella praecavifera* (SHULGA-NESTERENKO, 1951) from Westphalian C of Russian platform. However it differs in having 3 rows of zooecia after bifurcation, in thicker dissepiments, in ribs in the reverse side, and in shape of zooecia, which are pentagonal.

Cavernella cavifera (SHULGA-NESTERENKO, 1941) from Autunian of Ural Mts. has dissepiments about 170 to 300 μm thick, and its shape is more bulky.

The quite similar *Cavernella dvinensis* (SHULGA-NESTERENKO, 1951) from Westphalian B of Russian platform has also 3 rows of zooecia after bifurcation, and much thicker dissepiments (170 μm). It has also only 13 fenestrules in 10 mm of length of branch.

Cavernella supracarbonica (SHULGA-NESTERENKO, 1951) from Stephanian B—C of Russian platform, has—due to the wider branches and longer fenestrules—the micrometric formulae 16-17/12-13//20-21.

O c c u r r e n c e : Westphalian B—C, Nagyvisnyó.

Family Polyporidae VINE, 1893

Genus *Polypora* M'COY, 1844

Polypora cestriensis (ULRICH, 1890)

Pl. VI. Fig. 1

1951 *Polypora cestriensis* (ULRICH); SHULGA-NESTERENKO, p. 133, Pl. XXX. Figs. 1—2, Draw. 52.

M a t e r i a l : 3 specimens: 3 tangential and 1 transverse thin sections.

D e s c r i p t i o n : Micrometric formulae 10-11/6//14-15. Zoaria flat. Branches straight, wide. Fenestrules long, narrow, rectangular to oval. Dissepiments thin to intermediate. Keel double, very thin, with nodes. Nodes in rows, large, $60 \times 106 \mu\text{m}$, about 250 μm one to each other. Zooecia in 3 rows, before bifurcation in 5 rows, after bifurcation in 3 rows. In tangential section, zooecia oval to parallelogram with diaphragms, and usually with large hemiseptum; axial wall trace sinuous.

In transverse section, branches circular to oval, about 450—530 μm thick. Exterior lamellar skeleton very thin, interior granular skeleton intermediate.

M a i n d i m e n s i o n s (in μm):

WB = 440—460; before bifurcation 910

WD = 220—330

WF = 380—510

LF = 1300—1500

O c c u r r e n c e : Visean to Namurian in Johnson County (Illinois, USA), Upper Great Blue limestones, BYU locality 11033 (Mississippi, USA), Russian platform, Donbas, Kazakhstan, Turkmenia. Westphalian B—C, Nagyvisnyó.

Genus *Polyporella* SIMPSON, 1895*Polyporella subparviapertura* sp. n.

Pl. V. Fig. 1—2

1968 *Polypora subparviapertura* sp. n.; DUNAEVA, pp. 162, Pl. XXV. Fig. 1.

D i a g n o s i s: Micrometric formulae 10/4-5//14-15. Zooecia in three rows at straight, very wide branches, hexagonal to long oval, with diaphragms. Fenestrules long, oval to ovate. Dissepiments thin.

H o l o t y p e: IGN (Institute of Geological Sciences) AN (Academy of Science) USSR (Ukrainian Soviet Socialist Republic), thin-section No. 1309, Hole 206 near village Varvarovka, depth 313.5—314.2 m. Namurian B—C, Bashkirian limestone.

N e o t y p e: The specimen No. 1/9_{1a} depicted on Pl. V. Fig. 2, deposited in the SNM-B, under number SNM Z-21 508.

P a r a t y p e s: 2 specimens: 2 tangential and 1 transverse thin sections, deposited in the SNM-B, under numbers SNM Z-21 509 to SNM Z-21 510.

L o c u s t y p i c u s: Nagyvisnyó, railway cut between hectometres 421 to 422

S t r a t u m t y p i c u m: from Namurian B to Westphalian C.

D e r i v a t i o n o m i n i s: DUNAEVA's (1968) description of specimens from Varvarovka have not been published, so I keep her name of species.

M a i n d i m e n s i o n s (in μm):

WB = 430—760; before bifurcation 1020

WD = 150—180

WF = 480—650

LF = 1300—1500

D e s c r i p t i o n: Zoaria delicate, flat, intermediate mesh type; WF:WB ratio 0.85—1.12. Branches wide (about 430—760 μm), before bifurcation about 1020 μm , straight. Keel double or triple, width about 30—34 μm . Nodes have not been observed. Dissepiments in regular intervals, thin (about 150—180 μm) and intermediate length. Fenestrules large, long, oval to ovate. Apertures intermediate (diameter about 110—130 μm), circular, without peristome. Reverse slightly ribbed.

Autozooecial living chambers large, in three rows, before bifurcation in 4 rows, after bifurcation in two rows. In tangential section zooecia hexagonal to oval, long, with great number of diaphragms. Usually, 1 to 3 straight diaphragms in one zooecium chamber, always one of them in the centre of chamber. No heterozooecia have been observed.

In transverse section branches rectangular, very shallow (thickness about 220 μm). Exterior lamellar skeleton very thin, sometimes absent, interior granular skeleton intermediate.

C o m p a r i s o n: *Polyporella subparviapertura* sp. n. is most similar to *Polypora parviapertura* DUNAEVA, 1961, from Stephanian B of Donbas, which has micrometric formulae 9-11/4//14. According to GORYUNOVA (1975b), this species belongs to genus *Polyporella*. *Polypora parviapertura* Dunaeva, 1961 differs from described species mainly in having narrower branches (width about 240—360 μm), and much longer fenestrules (length about 2100—2400 μm).

Quite similar is also *Polyporella ultima* GORYUNOVA, 1975a, from lower Saxonian of Pamir Mts., which has micrometric formulae 8/5//14-15. However, *Polyporella subparviapertura* sp. n. has very large diaphragms in each zooecia, and much thinner dissepiments; *Polyporella ultima* GORYUNOVA, 1975a, has width of dissepiments about 330–520 μm .

Polyporella brinensis (SHULGA-NESTERENKO, 1951) from Stephanian A of Russian platform, is also similar to described species having diaphragms in zooecia, but differs in basic proportions (micrometric formulae: 16/9//16-18), mainly due to the much shorter fenestrules.

D i s c u s s i o n : The described specimens are same as *Polyporella subparviapertura* DUNAEVA, 1968, but differ in having larger diameter of aperture (*Polyporella subparviapertura* DUNAEVA, 1968 has diameter of aperture about 80 μm).

O c c u r r e n c e : Westphalian B–C, Nagyvisnyó; Namurian B–C in borehole 206 near village Varvarovka (Donbas) from depth 313.5 to 314.2 m.

Family Septoporidae Morozova, 1962

Genus *Shulgapora* TERMIER & TERMIER, 1971

Shulgapora hungarica sp. n.

Pl. V. Fig. 3, Pl. VI. Fig. 4, Pl. VII. Figs. 1–4

D i a g n o s i s : Micrometric formulae 6-7/1.5-2//15. Zoarium flat. Branches straight, very wide. Zooecia oval, usually in 4 rows, before bifurcation in 6 rows, after bifurcation in 3 rows. Cyclozooecia small, rare.

H o l o t y p e : The specimen No. 1/10 depicted on Pl. VI. Fig. 4 and Pl. VII. Figs. 2 & 4, deposited in SNM-B, under number SNM Z-21 511.

P a r a t y p e s : 6 specimens: 5 tangential and 2 transverse thin sections deposited in the SNM-B, under numbers SNM Z-21 512 to SNM Z-21 517.

L o c u s t y p i c u s : Nagyvisnyó, railway cut between hectometres 421 to 422.

S t r a t u m t y p i c u m : Westphalian B–C

D e r i v a t i o n o m i n i s : After the name of country (Hungary) where the locality is situated.

M a i n d i m e n s i o n s (in μm):

WB = 530–700; before bifurcation 920–1360

WD = 170–270

WF = 570–760

LF = 2000–2600; after bifurcation 910–1140

D e s c r i p t i o n : Zoaria very delicate fragments, flat, irregular branched, intermediate mesh type; WF:WB ratio about 0.9–1.2. Branches straight, width about 600–700 μm , before bifurcation about 1000–1250 μm . Keel multiple. Nodes absent. Dissepiments in irregular intervals, thin (width about 170–250 μm), short to intermediate. Fenestrules large, very long (about $820 \times 2310 \mu\text{m}$), elliptical. Apertures very large (diameter about 220 μm), circular, without peristome. Reverse occasionally slightly ribbed.

In tangential section, autozooeal living chamber intermediate size (about $350 \times 120 \mu\text{m}$), usually in 4 rows (in one specimen, there are 5 zooeal rows), before bifurcation in 6 rows, after bifurcation in 3 rows. Near reverse surface hexagonal to oval, near obverse surface circular. Heterozooecia—cyclozooecia small (caliber about $80\text{--}120 \mu\text{m}$), present in rare number. They are circular, usually in the margin in the reverse side of branch, rarely between zooecia. Hemisepta absent.

In transverse section, branches circular, thick (about $540\text{--}680 \mu\text{m}$), cyclozooecia circular, small, near the reverse surface. Exterior lamellar skeleton intermediate, interior granular skeleton thin.

Comparison: The most similar *Shulgapora helenae* (SHULGA-NESTERENKO, 1951) from Westphalian C of Russian platform, has micrometric formulae $8\text{--}9/5.5//16$, and its fenestrules are regular and much smaller than in the described species. Beside that, the apertures at *Shulgapora helenae* (SHULGA-NESTERENKO, 1951) are much smaller (diameter about $120 \mu\text{m}$) than at *Shulgapora hungarica* sp. n.

Shulgapora kolvae (STUCKENBERG, 1895) from Autunian of middle Ural Mts. and Pamir Mts., differs from described species in having slightly sinuous branches, and more, larger cyclozooecia (diameter about $110\text{--}120 \mu\text{m}$) in the obverse surface.

Quite similar *Shulgapora grandis* SCHASTLIVTCHJEVA, 1992 from Thuringian of Kolguev Island, has the micrometric formulae $3\text{--}4/1.5\text{--}2//10$; mainly due to the wider branches and much larger zooecia.

Remarks: *Shulgapora kolvae* (STUCKENBERG, 1895), is described as *Polypora kolvae* STUCKENBERG, 1895 (GORYUNOVA, 1975, p. 98, Pl. 27. Fig. 2). These specimens surely belong to *Shulgapora*, due to the presence of cyclozooecia.

Occurrence: Westphalian B—C, Nagyvisnyó.

Family Acanthocladiidae ZITTEL, 1880

Genus *Penniretepora* D'ORBIGNY, 1849

Penniretepora cf. *geometrica* SHISHOVA (in MOROZOVA, 1955)

Pl. VI. Fig. 2—3.

1955 *Penniretepora geometrica* SHISHOVA (in coll.); MOROZOVA, pp. 42, Pl. VI. Fig. 4.

Material: 1 specimen: 1 transverse section.

Dimensions (in μm):

number of zooecia per 5 mm in main branch: 13—14

number of pinnae per 10 mm of length of main branch: 11—12

distance between pinnae: 532—577

width of main branch: 653—684

width of pinnae: 182—197

diameter of aperture: 152×121

distance between aperture centres: 334—378

Description: Zoarium delicate, regular pinnate forms. Main branch straight, wide about $660 \mu\text{m}$, with very wide lateral walls (about $185 \mu\text{m}$). Pinnae short, straight, diverge from main branch at about a 60° to 70° angle, about $550 \mu\text{m}$ from each other. Autozooeal living chambers large, in two rows, axial wall trace straight.

In middle tangential section, zooecial shape oval to rectangular in main branch, and rectangular to pentagonal in pinnae. Diaphragms and hemisepta absent. In the shallower section, apertures intermediate (121—152 μm), oval, with narrow peristome. Keel and nodes have not been observed. Reverse surface with slight ribs.

C o m p a r i s o n : Described specimen is very similar to *Penniretepora geometrica* (SHISHOVA, 1955) from Westphalian C of Russian platform and Donbas, in its tangential section, but *Penniretepora geometrica* (SHISHOVA, 1955) has narrower main branch (about 500 μm), and zooecia are pentagonal in shape.

The quite similar *Penniretepora spinosa* (POČTA, 1894) has same size and shape of the zoaria and zooecia than of the described specimen, but differs in distance between pinnae (about 750 μm), much thinner lateral walls, and occurs only in lower Devonian of Bohemia, Koněprusy.

The described specimen differs from other species of genus *Penniretepora* mainly in having wide main branch, with wide lateral walls, and in oval to rectangular shape of zooecia.

D i s c u s s i o n : The specimen probably belongs to a new species, but the single specimen does not justify to erect a new species.

O c c u r r e n c e : Westphalian B—C, Nagyvisnyó.

Conclusions

Bryozoa, in the locality Nagyvisnyó, occur together with great amount of fragments of Productida (Brachiopoda). The fragments of crinoid stalks are also abundant.

In Nagyvisnyó locality, the predominant Bryozoa is the genus *Alternifenestella*; from 38 determined specimens, 14 belong to genus *Alternifenestella*. In other localities (Russian platform, Donbas, etc.; except Slovak Carboniferous at Jelšava) the predominant of fenestrate bryozoans is genus *Rectifenestella*.

The stratigraphic distribution of known species: *Laxifenestella polyporata* (PHILLIPS, 1836), *Alternifenestella minor* (NIKIFOROVA, 1933), *Alternifenestella triangularis* (NEKHOROSHEV, 1956), *Polypora cestriensis* (ULRICH, 1890), and *Polyporella subparviapertura* sp. n. (altogether 12 specimens) are always Viséan to Namurian; (Tab. 1). If the age of the studied material is (as suggested before) Westphalian B—C, the Nagyvisnyó area is the last place, where these species survived. However, if the age of these fossils would have been Viséan to Namurian, the Nagyvisnyó locality is the oldest occurrence of genera *Cavernella* and *Shulgapora*. Otherwise, 14 specimens have been found (more than 1/3 of all specimens) of genera *Cavernella* and *Shulgapora*, so the area was very suitable for these genera. In the other localities, the genera *Cavernella* and *Shulgapora* are less than 5% of the fauna.

In the locality Nagyvisnyó only two nonfenestrate Bryozoa specimen have been found, like in other localities.

The Nagyvisnyó locality (probably together with Slovakian Carboniferous localities - Jelšava, Dobšiná, etc.) represented a small basin with several endemic species. From 38 specimens determined in locality Nagyvisnyó, 24 specimens (almost 2/3) belong to new species (*Alternifenestella kazmerii* — 10 specimens, *Cavernella morozovae* — 7 specimens, and *Shulgapora hungarica* — 7 specimens). However, there are similar

brachiopod faunae and algal floras in the Carnic Alps and Dinarides (BALOGH, 1964; EBNER et al., 1991), but the South Alpine—Dinaric bryozoan fauna is unknown yet.

Among previously known associations, there are no similar with the Nagyvisnyó ones.

Acknowledgements

This paper would have not been possible without the help of Dr. I. P. MOROZOVA (Paleontological Institute of the Academy of Science in Moscow) who spent a lot of her time to introduce me to the study of Carboniferous bryozoans. Thin sections were prepared in her institution, too. Prof. M. MIŠK (Department of Geology and Paleontology in Bratislava), supported my visit to the locality, and my stay in Moscow.

I am pleased to acknowledge the friendly assistance of M. KÁZMÉR (Department of Paleontology, Eötvös University, Budapest), who guided me in the field and helped me during my study. Great help has been provided also by L. OSVALD, who made all the photos.

My thanks also goes to Dr. P. WYSE-JACKSON (Department of Geology, Trinity College, Dublin) and Dr. S. HAGEMAN (Department of Geology, Appalachian State University) helped me by their remarks to this work and with obtaining the necessary literature.

At this occasion, I would like to express my sincere thanks to all of them.

References

- BALOGH, K. (1964): Die geologischen Bildungen des Bükk-Gebirges.—Ann. Inst. Geol. Hung. 48/2, 245—719, Budapest.
- BANCROFT, A. J. (1986): The Carboniferous cystoporate bryozoan *Eridopora macrostoma* ULRICH from the north of England.—Proc. Yorkshire Geol. Soc. 46/1, 23—28.
- DELVOLVE, J. J. & MCKINNEY, F. K. (1983): A Carboniferous bryozoan faunule from the Pyrenees.—Senckenbergiana lethaea 64/2—4, 315—335. Frankfurt am Main.
- DUNAEVA, N. M. (1961): Verkh'n'okam'yanovugil'ni mokhovatki Zakhidnoi chastini Donbasu. [Upper Carboniferous Bryozoa from West part of Donbas].—Trudy Inst. Geol. Nauk, Seriya Stratigr. & Paleont. 38, 1—120. Kiev. (In Ukrainian).
- DUNAEVA, N. M. (1968): Nizhn'ekamennougol'nye mshanki zapadnogo prodolzheniya Donbassa [Lower Carboniferous Bryozoa from western part of Donbas].—Okonchatel'nyj otchet za 1965—1968 IGANUSSR [Bull. Geol. Inst. Ukrainian Academy of Science] manuscript. L'vov. (In Russian)
- DUNAEVA, N. M. (1975): Kamennougol'nye mshanki L'vovsko-Volynskogo bassejna. [Carboniferous Bryozoa from Lvov—Volyn basin]. In: Fauna paleozojskikh otlozhenij yugo-zapadnoj okrainy Russkoj Platformy [Fauna of Paleozoic sediments from south-western margin of Russian Platform].—IGANUSSR [Bull. of Geol. Inst. of Ukrainian Academy of Science] 1, L'vov (In Russian)
- EBNER, F., KOVÁCS, S. & SCHÖNLAUB, H. P. (1991): Das klassische Karbon in Österreich und Ungarn—ein Vergleich der sedimentären fossilführenden Vorkommen. In: LOBITZER, H. & CSÁSZÁR, G. (eds.): Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich—Ungarn, Teil 1, 263—294. Wien.
- ELIAS, M. K. & CONDRA, G. E. (1957): *Fenestella* from the Permian of West Texas.—Geol. Soc. Amer. Memoir 70, 1—108, Lincoln.
- GORYUNOVA, R. V. (1975a): Permskie mshanki Pamira [The Permian Bryozoa of Pamir].—Trudy Paleont. Inst. 148, 1—126. Moscow. (In Russian)
- GORYUNOVA, R. V. (1975b): O sistematicheskom položenii i ob'eme roda *Polyporella*. [Systematics and contents of genus *Polyporella*].—Paleont. zhurnal 1975/1, 62—69. Moscow. (In Russian)

- GORYUNOVA, R. V. (1985): Morfologiya, sistema i filogeniya mshanok (Otryad Rhabdomesida). [Morphology, Systematics and Phylogenesis of Bryozoa (Ordo Rhabdomesida)].—Trudy Paleont. Inst. 208, 1—151, Moscow. (In Russian)
- HAGEMAN, S. J. (1991): Approaches to systematic and evolutionary studies of perplexing groups: an example using fenestrate Bryozoa.—J. Paleont. 65/4, 630—647.
- KOZUR, H. (1984): Biostratigraphic evaluation of the upper Paleozoic conodonts, ostracods and holothurian sclerites of the Bükk Mts. Part 1. Carboniferous conodonts and holothurian sclerites.—Acta Geologica Hungarica 27/1—2, 143—162. Budapest.
- MCKINNEY, F. K. (1980): The Devonian Fenestrate bryozoan *Utropora* POČTA.—J. Paleont. 54/1, 241—252.
- MCKINNEY, F. K. & KRÍŽ, J. (1986): Lower Devonian Fenestrata (Bryozoa) of the Prague Basin, Barrandian area, Bohemia, Czechoslovakia. — Fieldiana, Geology 15, 1—91. Chicago.
- MOROZOVA, I. P. (1974): Reviziya roda *Fenestella*. [Revision of genus *Fenestella*].—Paleontologicheskij zhurnal 2, 54—67.
- MOROZOVA, I. P. (1955): Kamennougol'nye mshanki srednego Dona. [Carboniferous Bryozoa from middle Don].—Trudy Paleont. Instituta 58, 1—90. Moscow. (In Russian)
- NEKHROSHEV, V. P. (1956): Nizhnnekamennougol'nye mshanki Altaya i Sibiri. [Lower Carboniferous Bryozoa from Altaj and Siberia].—Trudy VSEGEI 13, 1—419. Moscow. (In Russian)
- NEWTON, G. B. (1971): Rhabdomesid Bryozoa of the Wrexford megacyclothem (Wolfcampian, Permian) of Nebraska, Kansas, and Oklahoma.—The University of Kansas Paleontological Contributions 56 (Bryozoa 2), 1—71. Lawrence.
- OWEN, E. (1973): Carboniferous Bryozoa from County Tyrone.—Geol. Journal 8, 297—306, Liverpool.
- ROSS, J. R. P. (1981): Biogeography of Carboniferous ectoproct Bryozoa.—Palaeontology 24/2, 313—341.
- ROZOVSKAYA, S. E. (1963): Fusulinids from the Bükk Mountains, north Hungary. — Geologica Hungarica, series Palaeontologica 28, 3—43, Budapest.
- SCHASTLIVCEVA, N. P. (1992): Novye vidy roda *Shulgapora* (mshanky). [New species of genus *Shulgapora* (Bryozoa)].—Paleont. zhurnal 1992/3, 9—14. Moscow. (In Russian)
- SHISHOVA, N. A. (1952): Podmoskovnye i Dono-medveditskie kamennougol'nye mshanki roda *Septopora*. [Carboniferous genus *Septopora* from Podmoskovnye and Dono-medveditskie region].—Trudy Paleont. Instituta 40, 159—176. Moscow. (In Russian)
- SHULGA-NESTERENKO, M. I. (1951): Kamennougol'nye fenestellidy Russkoj platformy. [Carboniferous Fenestellidae from Russian platform].—Trudy Paleont. Instituta 32, 1—160. Moscow. (In Russian)
- SHULGA-NESTERENKO, M. I. (1952): Novye nizhneperskie mshanki Priural'ya. [New Lower Permian Bryozoa from Priuralya].—Trudy Paleont. Instituta 37, 1—81. Moscow. (In Russian)
- SHULGA-NESTERENKO, M. I. (1955): Kamennougol'nye mshanki Russkoj platformy. [Carboniferous Bryozoa from Russian platform].—Trudy Paleont. Instituta 57, 1—207. Moscow. (In Russian)
- SIMONSEN, A. H. & CUFFEY, R. J. (1980): Fenestrate, pinnate, and ctenostome bryozoans and associated barnacle borings in the Wrexford megacyclothem (Lower Permian) of Kansas, Oklahoma, and Nebraska.—The University of Kansas Paleontological Contributions 101, 1—38. Lawrence.
- SNYDER, E. M. (1991): Revised taxonomic approach to acanthocladiid bryozoa. In: BIGEY, F. P. (ed.): Bryozoa, Living and Fossil.—Bull. Soc. Sci. Nat. Ouest Fr., Mem. Hors Série 1, 431—445, Nantes.
- TRAVENER-SMITH, R. (1969): Skeletal structure and growth in the Fenestellidae (Bryozoa).—Paleontology 12/2, 281—309.
- TRAVENER-SMITH, R. (1973): Fenestrate Bryozoa from the Visean of County Fermanagh, Ireland.—Bull. Br. Mus. Nat. Hist. (Geol.) 23/7, 389—493. London.
- TRIZNA (1958): Rannekamennougol'nyemshanki Kuznetskoj kotloviny. [Lower Carboniferous Bryozoa from Kuznetsk basin].—Trudy VNIGRI 122. Leningrad. (In Russian)
- WYSE-JACKSON, P. N. (1988): New fenestrate Bryozoa from the Carboniferous of county Fermanagh.—Irish Journal of Earth Sciences 9, 197—208. Dublin.
- XIA, F. (1986): Carboniferous and early Permian bryozoans from Xainza, northern Xizang. — Bull. Nanjing Inst. Geol. & Paleont. Acad. Sinica 10/8, 201—254. (In Chinese with English summary).

Plate I

I. tábla

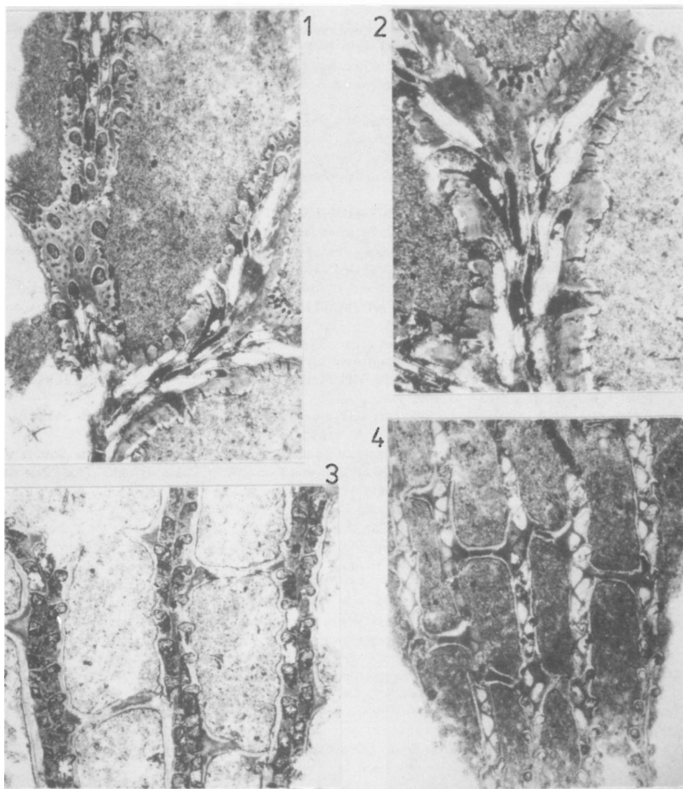


Fig. 1. *Nikiforovella cf. insperata*, oblique section, with short part of tangential section. 18×

Fig. 2. *Nikiforovella cf. insperata*, longitudinal section, with clear visible metazooecia in exozone. 30×

Fig. 3. *Laxifenestella polyporata*, longitudinal section with visible two fenestrules. 18×

Fig. 4. *Alternifenestella triangularis*, oblique section. 18×

Plate II

II. tábla

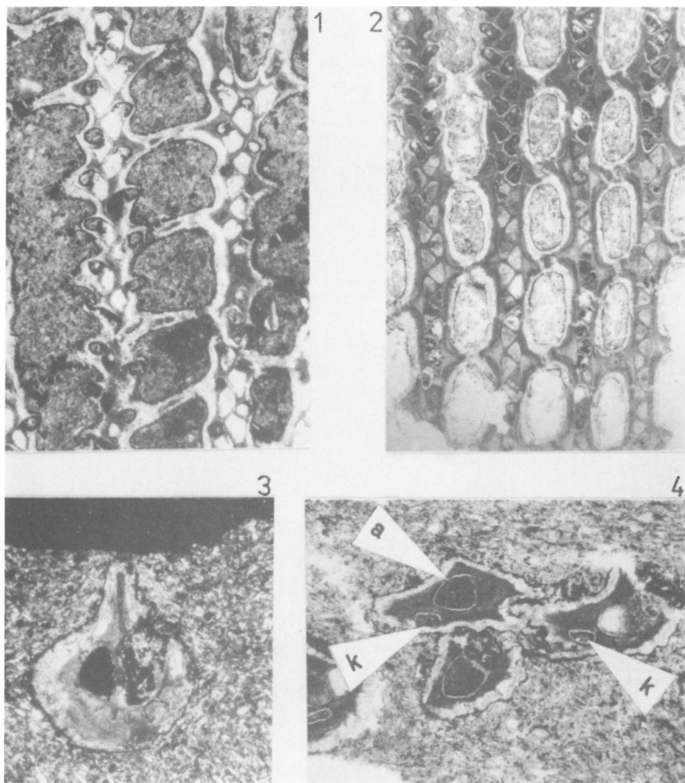


Fig. 1. *Alternifenestella minor*, longitudinal section. 30×

Fig. 2. *Alternifenestella kazmerii* sp. n. oblique section of holotype, shown wide lateral walls. 18×

Fig. 3. *Alternifenestella kazmerii* sp. n. transversal section shows thick exterior skeleton and thin interior skeleton. 59×

Fig. 4. *Cavernella morozovae* sp. n. transverse section shows caverns (k) and autozooezia (a). 59×

Plate III

III. tábla

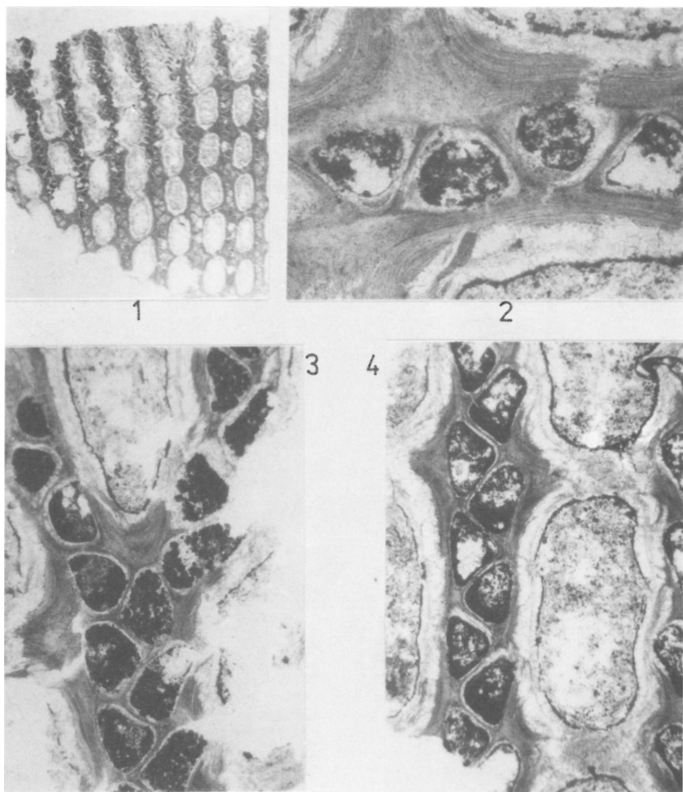


Fig. 1. *Alternifenestella kazmerii* sp. n. holotype. 8.5×

Fig. 2. *Alternifenestella kazmerii* sp. n. detail of branch, shows thickness and structure of lateral walls. 115×

Fig. 3. *Alternifenestella kazmerii* sp. n. section shows bifurcation. 59×

Fig. 4. *Alternifenestella kazmerii* sp. n. detail shows one fenestrule with branch. 59×

Plate IV

IV. tábla

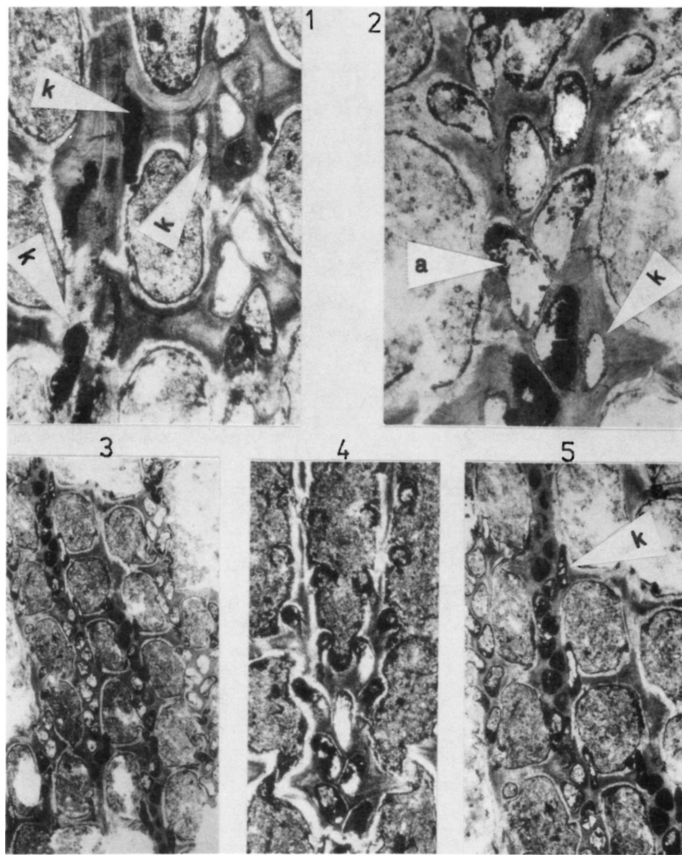


Fig. 1. *Cavernella morozovae* sp. n. longitudinal section near reverse surface, shows caverns (k). 59×

Fig. 2. *Cavernella morozovae* sp. n. detail with clearly visible autozoecia (a) and cavern (k). 59×

Fig. 3. *Cavernella morozovae* sp. n. holotype. 8.5×

Fig. 4. *Cavernella morozovae* sp. n. section near obverse surface shows bifurcation and width of keel. 30×

Fig. 5. *Cavernella morozovae* sp. n. holotype, with clearly visible caverns (k). 30×

Plate V

V. tábla

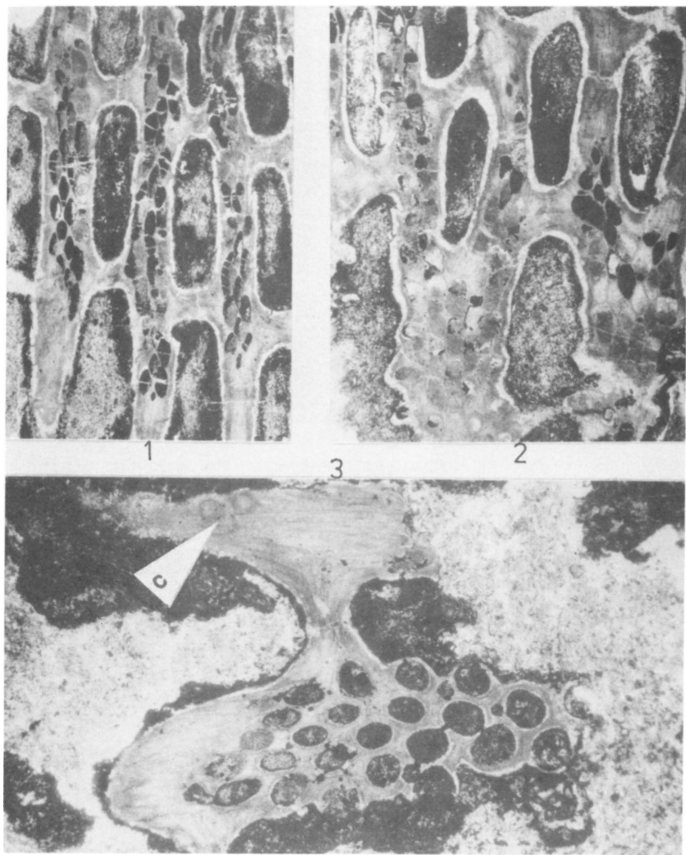


Fig. 1. *Polyporella subparviapertura* DUNAEVA sp. n. 18×

Fig. 2. *Polyporella subparviapertura* DUNAEVA sp. n. holotype, with clearly visible bifurcation. 21×

Fig. 3. *Shulgapora hungarica* sp. n. detail of section near reverse surface shows two cyclozoecia (c). 30×

Plate VI

VI. tábla

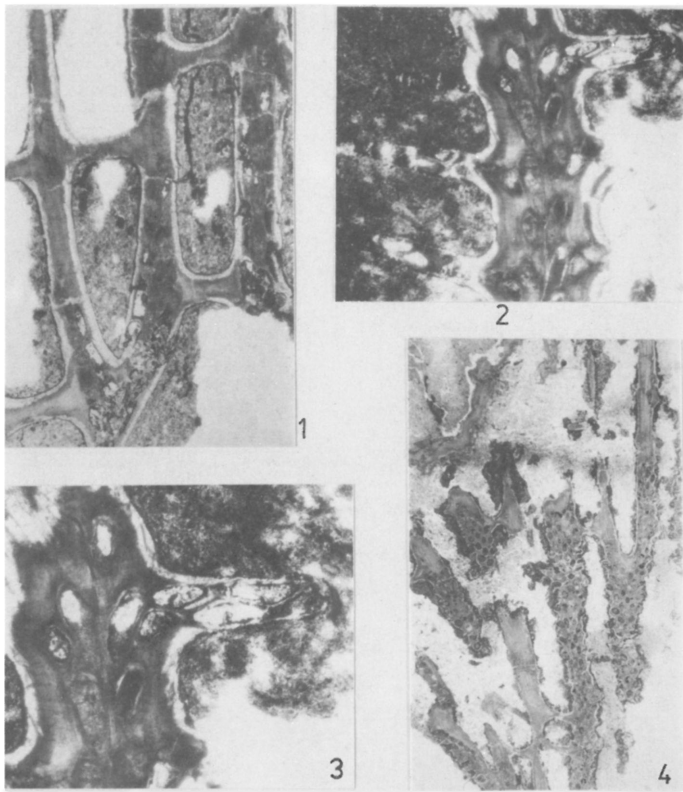


Fig. 1. *Polypora cestriensis*. oblique section. 18×

Fig. 2. *Penniretepora* cf. *geometrica*. oblique section. 18×

Fig. 3. *Penniretepora* cf. *geometrica*. detail with clearly visible, very thick lateral walls and one pinna. 30×

Fig. 4. *Shulgapora hungarica* sp. n. holotype. 5.8×

Plate VII

VII. tábla

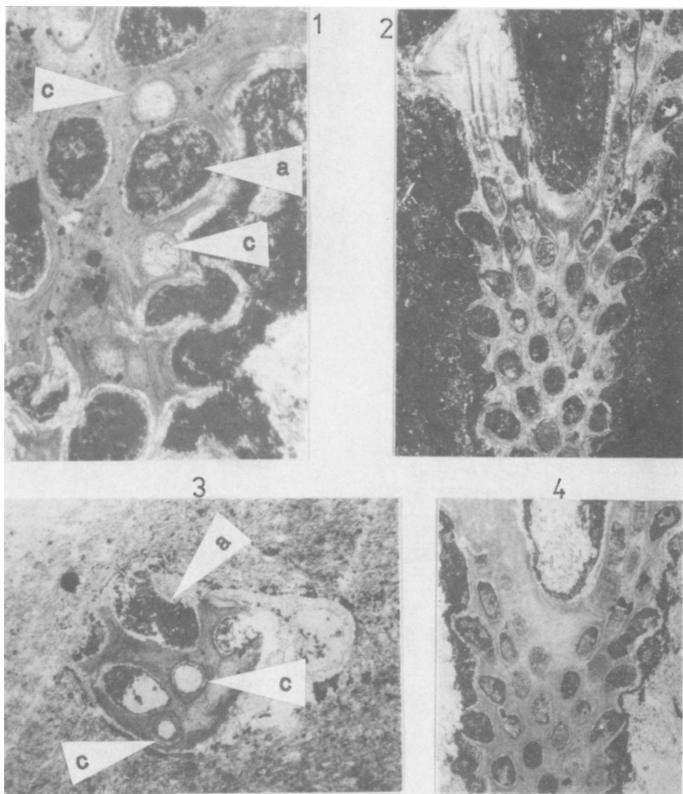


Fig. 1. *Shulgapora hungarica* sp. n. detail of branch shows autozooeceia (a) and cyclozooeceia (c). 59 ×

Fig. 2. *Shulgapora hungarica* sp. n. detail of holotype in bifurcation, with clearly visible structure of lateral walls and keel. Crossed nicols. 18 ×

Fig. 3. *Shulgapora hungarica* sp. n. transverse section shows autozooeceia (a) and cyclozooeceia (c). 59 ×

Fig. 4. *Shulgapora hungarica* sp. n. same as Fig. 2. single nicol. 18 ×

Upper Jurassic ammonite biostratigraphy in the Gerecse and Pilis Mts. (Transdanubian Central Range, Hungary)

Felső jura ammonitesz biosztratigráfia
a Gerecse és a Pilis hegységben

FÓZY István¹

(with 12 figures)

Abstract

The paper gives a preliminary review of the Upper Jurassic ammonite succession of the Gerecse Mts. and reports on a fossiliferous locality in the Pilis Mts. The latter is the easternmost Upper Jurassic outcrop of the Transdanubian Central Range.

The study is based on more than 3000 ammonites, collected from 11 localities, bed-by-bed, in most cases.

Generally the 1—3 m thick Upper Jurassic — lowermost Cretaceous succession of the red and pink nodular limestone rests on the "Middle Jurassic" radiolarite. In the case of the rather lacunose sequences the cherty formation is missing and also the Upper Jurassic beds are randomly represented.

The poorly documented Oxfordian is usually reduced to a fossiliferous bank within the radiolarite or above it. The fauna, including *Gregoryceras*, *Passendorferia*, *Euaspidoceras* seems to be rather uniform and represents the Middle Oxfordian Transversarium Zone. The single Pilis Mts. profile, yielding *Paraspidoceras*, *Euaspidoceras* and *Benetticeras*, probably indicates a similar level.

The little known Kimmeridgian is represented by nodular or massive limestone. The fauna is generally poorly preserved, insufficient for detailed subdivision. The Upper Kimmeridgian Beckeri Zone is the only level which is easy to demonstrate.

The Tithonian is the most complete and best documented part of the studied period. The whole succession of the Lower Tithonian (including the Hybonotum, Darwini, Semiforme, Fallauxi, and Ponti Zones) was recognised. The higher part of the Tithonian is generally poorly represented in the sections by ammonites.

Differences in lithofacies, way of preservation and, partly, the composition of the fauna, indicate a tectonically preformed, diversified palaeoenvironment for the Late Jurassic. Basin, structural high and seamount margin environments were distinguished, which controlled the sedimentation and probably also the ammonite distribution.

¹Geological and Palaeontological Department of the Hungarian Natural History Museum, H—1370 Budapest, Múzeum krt. 14—16. Hungary

The presence of certain important forms, and the character of the fauna indicates a strong relationship with the "Mediterranean", and on the other hand, with certain "Submediterranean" faunas.

Összefoglalás

A Dunántúli Középhegység ÉK-i felében, a sommásan csak „középső jura” radiaritként emlegetett tűzköves sorozat felett 1—3 méter vastagságú karbonátos felső jura — legalsó kréta rétegsor van.

A Gerecsében vizsgált tíz szelvény (Szomód, Asszony-hegy, Szél-hegy akna, Szél-hegy kőfejtő, Paprét-árok, Margit-tető, Törökbükk, Tölgyhát, Ördögát, Domoszló-tető) és az egyetlen pilisi lelőhely (Velka Skala) több mint 3000, legalább alrend szinten meghatározható ammoniteszt szolgáltatott.

A finomrétegtani értelemben hiányos, vagy erősen hiányos szelvények egymással jól párhuzamosíthatók, ill. egymást jól kiegészítik.

A makrofaunával igazolható oxfordit csak néhány réteg, vagy egyetlen masszív pad képviseli. A meglehetősen egyveretű fauna legfontosabb elemei a *Gregoryceras*, *Euaspidoceras*, *Paraspidoceras*, *Benetticeras* és a *Passendorferia* nemzetségek amelyek a középső oxfordi Transversarium Zónájának megjelét jelzik.

A szintén meglehetősen szegényesen dokumentált kimmeridgeből egedül az emelet legfelső (Beckeri) zónája jelent biztosan, több szelvényből kimutatható szintet. Az emelet mélyebb részeiből csak kevés lelőhely szolgáltatott amúgy is rosszul értékelhető, szegényes faunát.

A tithon a rétegtanilag legteljesebben dokumentálható felső jura emelet Középhegységsgerte, így a Gerecsében is. A Hybonotum, Semiforme, Fallauxi és Ponti Zónák több szelvényben, változatos faunával voltak igazolhatók. A Darwini Zóna és a felső tithon csak szegényesen, vagy egyáltalán nem mutatható ki a rétegsorokban.

Kőzettani, üledékföldtani, valamint az egyes rétegsorok ősmaradvány anyagának megtartásában és összetételében mutatkozó különbségek alapján egy K—Ny-i irányú, lejtő (?medence), hátság, medence típusú felső jura öskörnyezet vázolható fel a vizsgált területen.

A gerecsei malm alapvetően mediterrán jelleget tükröz, s így az Appenninek, a Déli Alpok és a Szubbétikum felső jurájával mutat szoros faunisztikai rokonságot. Mindemellett azonban pl. a Paprét-árki tithon jellegzetes „szubmediterrán” formákat is tartalmaz. E látszólagos kettősség — legalább is részben — a paleobiotópok meghatározta ökológiai tényezők különbözőségére vezethető vissza.

Key words: Upper Jurassic, biostratigraphy, Ammonoidea, Hungary

Introduction

The Gerecse and Pilis Mts. (Bakony unit, KÁZMÉR, 1986) are situated in the Transdanubian Central Range in Western Hungary. They are bordered by tectonically preformed trenches.

The main part of the hilly area is built up by Upper Triassic platform limestone. This is covered by pelagic Jurassic rocks.

The Hettangian—Bajocian part is usually less than 50 metres thick. It is represented by Ammonitico Rosso type limestone, except the Toarcian, which is in marly facies. Above it, there is some metres thick radiolarite. This is covered by a few metres of fossiliferous limestone.

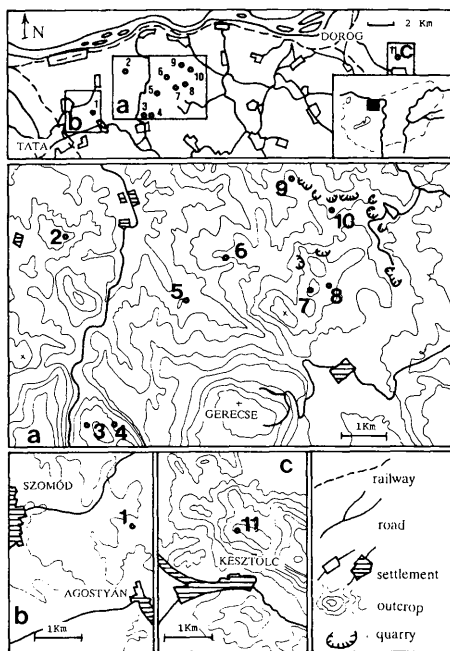


Fig. 1. Sketch map showing location of the studied profiles. 1. Szomód, 2. Asszony-hegy, 3. Szél-hegy (quarry), 4. Szél-hegy (shaft), 5. Paprét, 6. Margit-hegy, 7. Törökbükk, 8. Ördögát, 9. Domszló, 10. Tölgyhát, 11. Velka Skala

1. ábra. A gerecsei felső jura szelvények helye.

The present paper gives a review of the ammonite succession of this Upper Jurassic series. Among the eleven examined profiles ten are situated in the Gerecse Mts. and only one lies in the Pilis area. The latter is the easternmost outcrop of the Jurassic rocks in the Central Range.

The study is based on a fauna collected recently, bed-by-bed. This material was completed by some old collections.

The fauna consists of about 3000 ammonites, determinable on suborder level at least. Many of the specimens were determined only tentatively and provisionally, so the present paper gives a preliminary evaluation only. The complete illustration of the fauna is a task of the future, and needs a monographic framework.

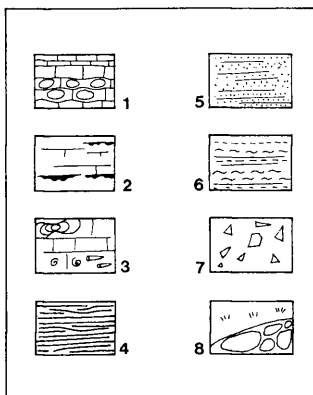


Fig. 2. Lithological key for the profiles. 1, bedded, and/or nodular limestone, 2, limestone with ferruginous crust, 3, megafauna-rich limestone, 4, radiolarite, 5, sandstone, 6, marl, with clayey intercalations, 7, breccia, 8, scree.

2. ábra. A szelvényeken használt kőzetjelek. 1. rétegzett és/vagy gumós mészkő, 2. mészkő vasas kéreggel, 3. megafaunában gazdag mészkő, 4. radiolarit, 5. homokkő, 6. márga, agyagos betelepülésekkel, 7. breccsa, 8. törmelék.

Previous studies

The first results on the Upper Jurassic biostratigraphy of the Gerecse Mts. were provided by K. HOFMANN in the 19th century. From the beginning of our century, many geologists have worked on the Jurassic of the area, but their special attention has been focused on the Lower and Middle Jurassic.

This is partly true in connection with Gyula and Gusztáv VIGH, father and son, although they had been working on the Upper Jurassic, too. They published many geological and palaeontological descriptions, geological maps and explanations. Detailed references are given in connection with the separate profiles.

From the very beginning the Gerecse research went on as part of the activities of the Hungarian Geological Survey. After the pioneer work of K. HOFMANN, and the VIGHs, the study of the Jurassic of the Gerecse renewed in the 1980s. The latest (mainly lithostratigraphic) works were done by J. KONDA. He was also the supervisor of the recently organized Upper Jurassic collecting activities.

The profiles

Gerecse Mts.

Szomód

The Szomód profile is situated in the western edge of the Gerecse Mts. between the villages of Szomód and Agostyán (Fig. 1). Unfortunately the area is a military zone and is difficult to visit.

The locality was mentioned by J. FÜLÖP (1958). The author indicated Lower and Upper Jurassic limestone, Hauterivian and Barremian sandstone from north of Agostyán.

The Upper Jurassic — Lower Cretaceous beds crop out on the margin of a forest, on the top of an old quarry. The deeper part of the quarry is built up by the succession of Liassic limestone and Middle Jurassic radiolarite.

The fossiliferous part of the 3 metre thick limestone formation above the radiolarite, was subdivided into 13 beds. The rock is a pink, crinoidal, brittle limestone with ferromanganese crusts in some levels. The stratification of the lower beds is not well defined, even the presence of slump structure is not excluded. Ammonites were found in a rather chaotic way in the limestone. The upper (Cretaceous) part of the sequence is well bedded, most of the fossils were parallel with the stratification. This was the only section, which yielded a rich Lower Cretaceous ammonite assemblage in calcareous facies in the Gerecse Mts.

There were more than 1000 ammonites, with different ways of preservation. Many of them were subsolved, difficult to determine. But some were beautifully preserved, with recrystallized shells.

According to the fossil material, a reduced Lower Tithonian and a somewhat more complete Berriasian was documented. The biostratigraphic data based on the ammonites (Fig. 3) were completed by the calpionellid data.

Unfortunately, the beds immediately overlying the radiolarite yielded no megafossils. The first layer, providing informative material was Bed 13. The well preserved specimens of *S. semiforme* and *H. verruciferum* documented the Semiforme Zone.

The overlying Bed 12 provided about 150 ammonites, but only one fragmentary specimen had an index value. The poorly preserved *S. fallauxi* indicated the presence of the Fallauxi Zone.

Bed 11 yielded no ammonites, while the next stratum — containing *V. volanense* — was ranged to the Ponti Zone already.

Beds 9—6, on the basis of the rich material of *Ptychophylloceras* and *Haploceras* genera, still represent the Tithonian. *Spiticeras* and some Simoceratidae indicate the uppermost part of the substage. It is noteworthy that the Upper Tithonian *Himalayites*, *Corongoceras* and *Protacanthodiscus* genera characteristic elsewhere, are lacking or rare in the Szomód section.

The uppermost five beds of the profile, with their diverse Berriasellidae and Spiticeratidae fauna were ranged already into the Lower Cretaceous. Many of the large *Spiticeras* were determined as *S. mutabile*. It is rather likely that Beds 3—1 represent the higher part of the substage.

Further study of the Lower Cretaceous part of the fossil material is planned.

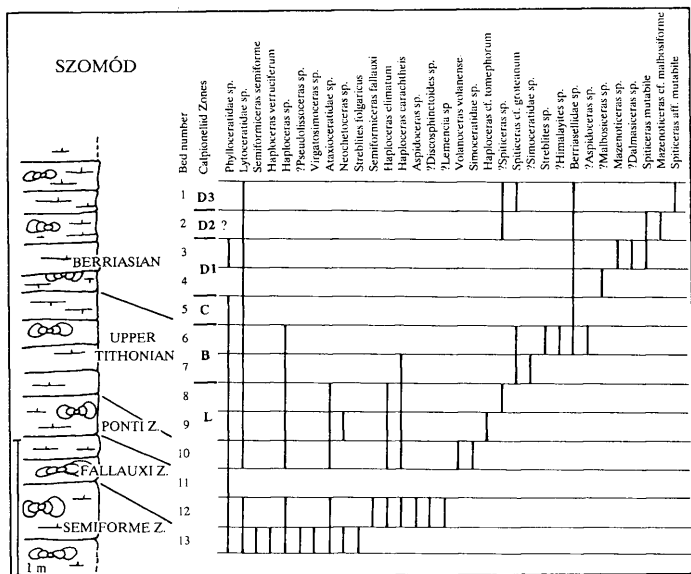


Fig. 3. Simplified stratigraphic column of the Szomód section with the indications of ammonite distribution. Micropalaeontological data (zones L—D) are given on the basis of the kind permission of J. KNAUER.

3. ábra. A szomódi szelvénye egyszerűsített rétegoszlopa, az ammoniteszek előfordulásával. A mikropaleontológiai adatok (L—D zónák) KNAUER J. szíves közlése nyomán.

Asszony-hegy

Jurassic rocks crop out on the top of an abandoned quarry (Fig. 4) on the south-eastern edge of Asszony-hegy (Fig. 1).

The Upper Jurassic beds of the poorly known outcrop were first mentioned by E. VADÁSZ (1913) and K. KULCSÁR (1913). Gy. VIGH (1920) described Lower Tithonian strata from the southern slope of the Asszony-hegy. According to Gy. VIGH (1943) and G. VIGH (1961) the Tithonian beds rest on Liassic rocks.

A. GALÁ CZ (1986) reports that the Lower Jurassic rocks are covered by a bed belonging to the Bajocian Sauzei Zone. This is proved by the presence of *Kumatostephanus* sp. and *Emileia* sp. specimens. The overlying fauna contains Kimmeridgian forms.

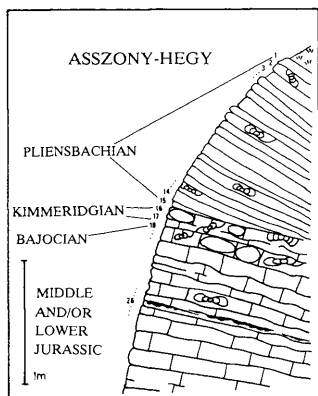


Fig. 4. Simplified section of the Asszony-hegy profile.

4. ábra. Az asszony-hegyi lelőhely egyszerűsített szelvénye.

The recent investigations (I. FÖZY and J. PÁLFY, 1992) were focused on the ammonite rich topmost part of the section (Fig. 4). It was shown that some Kimmeridgian layers rest above the Liassic and the lacunose Middle Jurassic. These layers contained fragmented, strongly subsolved ammonites. Bed 17 yielded: *Phylloceras serum*, *Phylloceras* sp., *Calliphyloceras* sp., *Lytoceras* sp., *Protetragonites* sp., *Taramelliceras* div. sp., *Aspidoceras* sp., *Orthaspidoceras* cf. *garibaldii*, *Aspidoceratidae* div. sp., *Nebroditidae* div. sp., *Ataxioceratidae* div. sp. The rich, but poorly preserved fossils document level(s) from the middle part of the Kimmeridgian. The covering bed (No. 16) contained also fragments of phylloceratids, lytoceratids, aspidoceratids, ataxioceratids and a specimen of *Hybonoticeras pressulum*, a form characteristic for the uppermost Kimmeridgian Beckeri Zone.

The Tithonian strata are missing, but a block of Liassic (Pliensbachian) age (!) covers the succession. J. PÁLFY determined Lower Jurassic ammonites, including *Phylloceras*, *Juraphyllites*, *Audaxlytoceras* sp., *Harpophylloceras* cf. *eximium*, *Protogrammoceras*, *Fucineras* etc. from the block. The determination of the poor brachiopod fauna (including: *Phymatothyris cerasulum*, *Zeilleria?* sp.) of the same strata was made by A. VÖRÖS, and the results supported the Pliensbachian age.

Szél-hegy quarry

The Szél-hegy is situated in the vicinity of Tardosbánya, in the centre of the Gerecse Mts. (Fig. 1). Jurassic rocks rest on the edge of the hilltop.

The first mentioning of the Jurassic of the Szél-hegy is due to Gy. VIGH (1940). The author described not only Lower and Middle Jurassic beds, but also the debris of the lowermost Upper Jurassic chert and the layers bearing *Aspidoceras* cf. *uhlandi*,

characteristic for the (Middle) Kimmeridgian. The Tithonian strata were described also by E. JAKUCS-NEUBRANDT (1954), who published a detailed map of the territory, too. J. FÜLÖP (1958) mentioned the Tithonian as the underlying beds of the Lower Cretaceous. G. VIGH (1961) described a small patch of Oxfordian limestone, and proved the presence of Kimmeridgian and Tithonian by megafauna.

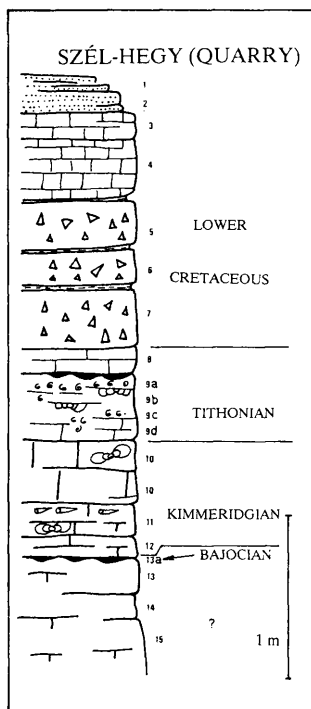


Fig. 5. Simplified section of the Szél-hegy quarry.
5. ábra. A szél-hegyi kőfejtő egyszerűsített szelvénye.

There are two separate outcrops in the Szél-hegy now, yielding two types of Upper Jurassic rocks, very different from each other.

One of the outcrops is a small abandoned quarry in the northern edge of the hill. Here the Upper Jurassic contains about a dozen of layers (Fig. 5), but ammonites are very rare and extremely poorly preserved. The succession starts with a massive bank, which yielded no megafossils. Above it, there is a hardground, followed by well-bedded

and more massive micritic limestone beds. In certain levels, accumulation of megafossils (mainly belemnites) and/or bioclasts is characteristic. The upper part of the profile, the so called Felsővadács Breccia, and the overlying sandstone beds belong to the Cretaceous.

The lacunose Upper Jurassic series below the Cretaceous breccia was recently studied by A. GALÁ CZ (1986), who recorded Tithonian and Kimmeridgian ammonites. According to his report, the Kimmeridgian forms are mixed with some typical Bajocian ammonites. Recent investigations pointed out a strong condensation, which was the reason of the "mixing".

Middle Jurassic (Bajocian) elements (*Skirroceras* sp.) were only found in the condensed level (Bed 13/a) above the massive banks.

In the overlying bedded limestone Kimmeridgian aspidoceratids and also perisphinctids, resembling to the Ataxioceratidae fauna of the Beckeri Zone were found. In Bed 9 *Haploceras* sp. was found, suggesting Tithonian age already. Bed 8 yielded no megafossils. From the Bed 7 on, in the Lower Cretaceous breccia horizon ammonites are scarce, insufficient for detailed study.

The succession is extremely lacunose, not only the radiolarite, but most of the horizons of the Upper Jurassic are missing.

Szél-hegy shaft

The other type of the Upper Jurassic rocks of the Szél-hegy is coarse-grained limestone, or a poor sparite, called as "Tithonian Hierlatz" traditionally. The peculiar facies was reported by G. VIGH (1928) for the first time. There are only a few outcrops of this rock in the Gerecse Mts, and the section, described below yielded the best fauna of its type.

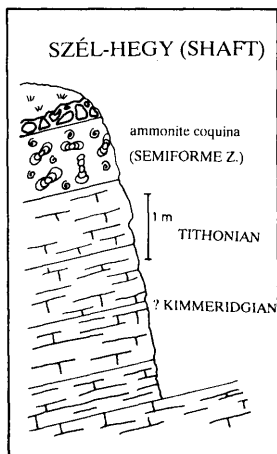


Fig. 6. Simplified section of the Szél-hegy shaft.

6. ábra. A szél-hegyi akna egyszerűsített szelvénye.

The profile (Fig. 6) can be found in a 5 m deep (artificial) shaft in the northwestern edge of the Szél-hegy. The lower beds are dark red micritic limestone with *Saccocoma*. Upwards in the sequence the limestones texture turns from fine- to coarse-grained, and its color from red to yellow and grey. The uppermost 70 cm of the profile is the ammonite-crinoid coquina referred to "Tithonian Hierlatz limestone" by the VIGHs. Many of the forms are small-sized, or fragmented. Although the fauna is described separately (FÖZY et al., in press.) it is worth listing the most important ammonites:

The section of the Szél-hegy shaft contains the following fauna:

- Streblites folgaricus* (OPP.)
- Semiformiceras semiforme* (OPP.)
- Neochetoceras* div. spp.
- Cyrtosiceras collegialis* (OPP.)
- Pseudolissoceras planisculum* (ZITT.)
- Pseudolissoceras rasile* (ZITT.)
- Haploceras elimatum* (OPP.)
- Haploceras carachtheis* (ZEUSCH.)
- Haploceras verruciferum* (ZITT.)
- Anaspidoceras neoburgense* (OPP.)
- Pseudohimalayites steinmanni* (HAUPT.)
- Simocoscocerases adversum* (OPP.)
- Simocoscocerases sinum* Q(OPP.)
- Volanoceras* cf. *aesinense* (MGH.)
- Subdichotomoceras pseudocolobrinus* (KIL.)
- Ataxioceratidae div. sp.

The fauna is characteristic for the Semiforme Zone of the Lower Tithonian. It is proved not only by the presence of the zonal index, but also the presence of *H. verruciferum*, *P. steinmanni*, *V. aesinense*, *Simocoscocerases* etc. Many of the listed ammonites are small-sized (but not dwarfed) and (or) rare. *Cyrtosiceras* e.g. was recorded until now from the type locality (Rogoznik) (K. ZITTEL, 1870 J. KUTEK and A. WIERZBOWSKI, 1986) and from fissure infillings from the Southern Alps (A. BENETTI et al., 1990).

The small *Simocoscocerases* and the peculiar *Pseudohimalayites* are also very rare forms. Besides ammonites, the Szél-hegy shaft yielded a relatively diverse brachiopod and bivalve fauna.

The composition of the megafauna, the way of the preservation, and also the rock is characteristic, and very different from the typical Upper Jurassic of the Gerecse Mts.

Papré

The Jurassic section of the Papré has been known since HOFMANN's time. The locality is situated on a slope of a ravine (Fig. 1).

The succession is built up of fossiliferous Middle Jurassic limestone with some metres of radiolarite on top. Above it there is a rather condensed Oxfordian-Tithonian succession. Because of the "lacunose character" of the rocks, the thickness varies, the Tithonian e.g. from 36 cm to 1 metre. The Upper Jurassic rocks are pink, purple and extremely hard limestone.

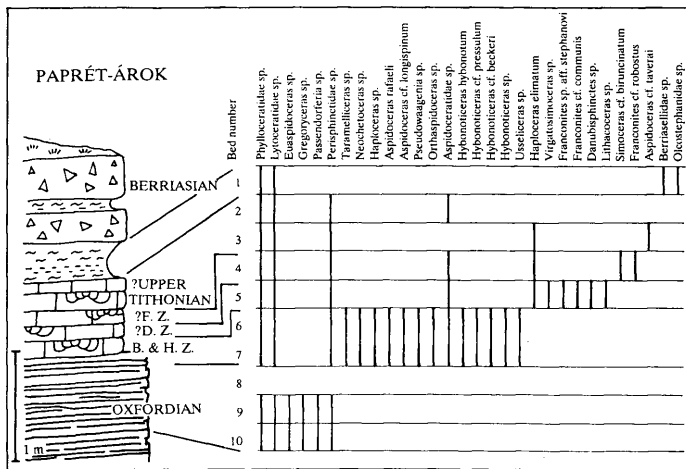


Fig. 7. Simplified section of the Paprét profile and the distribution of ammonites. F. Z. Fallauxi Z., D. Z. Darwini Zóna, B. & H. Z. Beckeri & Hybonotum Zones.

7. ábra. A papréti lelőhely egyszerűített szelvénye az ammonitesek előfordulásával. F. Z. Fallauxi Zóna, D. Z. Darwini Zóna, B. & H. Z. Beckeri és Hybonotum Zóna.

The first collecting by K. HOFMANN (1884) revealed a Tithonian fauna, including "*Haploceras Staszycii*", "*Simoceras Volanense*" above the cherty formation and the *Stephanoceras*-bearing Middle Jurassic limestones.

The locality was also mentioned by J. STAFF (1905) already. He, as well as J. FÜLÖP (1958) focused his attention on the Lower Cretaceous (Berriasian) part of the section.

G. VIGH (1970, 1984) reported a 1 metre thick Upper Jurassic succession. The Oxfordian and Kimmeridgian strata are only mentioned, while the Tithonian is better documented. The Hybonotum Zone was recognizable without any doubt, and some Middle and Upper Tithonian forms were also described.

The place where G. VIGH collected his fauna was destroyed by the creek. The present study is based on a new gathering, which was carried out some ten metres from VIGH's profile. Here 10 layers, in less than 1 metre total thickness, were found above the radiolarite.

The material contains nearly 300 specimens. Some of them, however fragmented, are beautifully preserved, with recrystallised shell. Many ammonites are strongly subsolved and encrusted. The general picture of the fauna is given in Fig. 7.

Beds 9 and 10 furnished the following Middle Oxfordian faunula:

Holcophylloceras sp.
Gregoryceras sp.
Passendorferia sp.
Perisphinctidae div. sp.
Euaspidoceras sp.

There were no ammonites in the layer No. 8.

The Kimmeridgian/Tithonian boundary can be placed somewhere in the interval of Beds 7—6. Unfortunately the two layers were sampled together. The most important genus is the *Hybonotoceras*, including forms close to the *beckeri* and *hybonotum* groups. *Aspidoceratids* and *perisphinctids* are diverse.

Beds 5 and 4 include a rather condensed ammonite fauna: some of the *perisphinctids*, like the big-sized *Lithacoceras* suggest lowermost Tithonian age. *Franconites* could be characteristic for the Darwini Zone, while *S. cf. biruncinatum* suggests already the Fallauxi Zone.

There were no diagnostic ammonites in Beds 3 and 2, but the appearance of the evolute *Aspidoceras cf. taverai* probably indicates the Upper Tithonian.

It is worth mentioning that on the ammonites from Beds 5—3 trace fossils were discovered. Borings, holes, worm tubes and grazing traces of different types were recognized.

Bed 1 yielded some very poorly preserved *berriasellids* and *olcostephanids*. On the basis of the characteristic changes of the fauna (and also the rock) this level was referred to the Lower Cretaceous (Berriasian).

It was interesting to see that the mentioned material of K. HOFMANN, G. VIGH and the present one, resulted three different biostratigraphic documentations. In the field the biostratigraphically documentable horizons are changing step-by-step. The thickness data also vary. All of these together with the sedimentological features of the rock, mean that the area was characterized by a episodic deposition and/or subsolution.

Margit-hegy

The Jurassic sequence of Margit-hegy is situated on the southern slope of the hill (Fig. 1). The succession was not studied in detail. The Upper Jurassic part of the profile rests on the thick series of Middle Jurassic limestone and radiolarite. There is an 80 cm thick nodular, pinkish fossiliferous bank in the upper part of the cherty formation which yielded the small Oxfordian fauna listed below:

Gregoryceras sp.
Passendorferia sp.
Perisphinctidae div. sp.
Euaspidoceras sp.

Above the radiolarite there are Ammonitico Rosso type limestone beds. During the collecting 9 strata were separated. The faunal spectrum is given in Fig. 8.

Beds 9—5 provided a rich fauna characteristic of the Lowermost Tithonian. Besides the numerous specimens of *H. hybonotum*, a diverse *perisphinctid* fauna was found. Bed 4 and 3 contained *Volanoceras aesinense*, diagnostic of the Semiforme Zone. It is difficult to prove, but the *perisphinctids* coming from the first bed also suggest the presence of the latter zone.

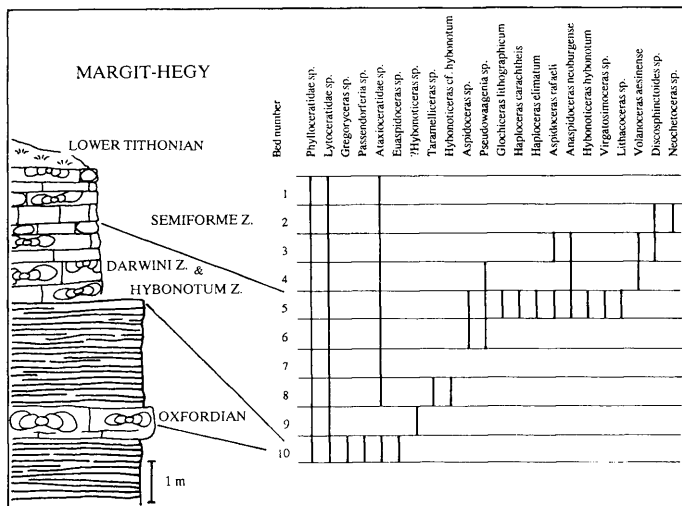


Fig. 8. Simplified section of the Margit-hegy profile and the distribution of ammonites.
 8. ábra. A margit-hegyi lelőhely egyszerűsített szelvénye az ammoniteszek előfordulásával.

Above the discussed beds there is only debris. It is easy to imagine that the higher part of the section has been removed by erosion.

Although the sequence is rather incomplete in its present state, it seems to provide the most detailed data on the Hybonotum Zone of the Gerecse Mts.

Törökbükk

The Jurassic sequence of the Törökbükk (Fig. 1) is a relatively little known outcrop of the Gerecse. Liassic rocks were reported by K. KULCSÁR (1914). The first detailed description of the Upper Jurassic was given by Gy. VIGH (1940). According to VIGH, the Upper Jurassic is built up by the succession of Oxfordian limestone, *A. acanthicum* bearing red nodular limestone, Lower Tithonian limestone and 2–2.5 metres thick *diphyia* limestone on the top. In a subsequent paper by G. VIGH (1969), the geologic profile of the neighboring area was given, and an Upper Tithonian *Micracanthoceras* sp. was reported.

The material described here came from a recently excavated shallow trench. The recognized 20 beds yielded a Tithonian — ?Lower Berriasian succession with ammonites (Fig. 9). Most of the ammonites (about 250 specimens) were deformed, strongly subsolved and poorly preserved. In spite of this, the rough biostratigraphic subdivision of the profile left little problem.

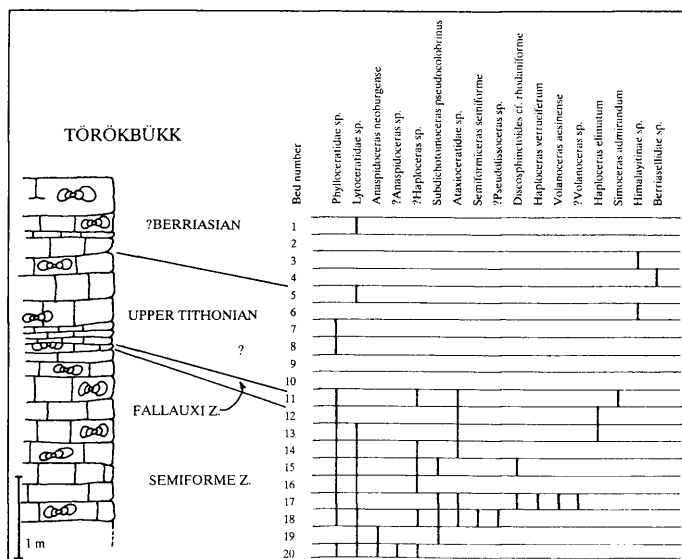


Fig. 9. Simplified stratigraphic column of the Törökbükk profile and the distribution of ammonites.
9. ábra. A törökbükki lelőhely egyszerűsített szelvénye az ammoniteszek előfordulásával.

Unfortunately the collections stopped before reaching the radiolarite. No information on the lowermost Tithonian and on the deeper horizons were obtained.

The lowermost two beds yielded *A. neoburgense* and *S. pseudocolobrinus*, but no diagnostic ammonite was found.

The bed above (18) contained *S. semiforme*, positively indicating the presence of the Semiforme Zone. Higher beds (up to 15) yielded further elements (including *H. verruciferum*, *V. aesinense* and *D. cf. rhodaniforme*) characteristic also of the Semiforme Zone.

Unfortunately Beds 14–12 contained only some long-ranging ammonites, but Bed 11 yielded *S. admirandum*, the index form of the second (Admirandum-Biruncinatum) subzone of the Fallauxi Zone. Thus, the deeper part of the zone (Richteri Subzone) is not documented in the succession.

Beds 10–5 were tentatively ranged into the Upper Tithonian on the basis of some poorly preserved fragments.

The uppermost beds yielded extremely subsolvent Himalayitinae and Berriasellidae specimens, representing the Uppermost Tithonian and/or the Lowermost Berriasian.

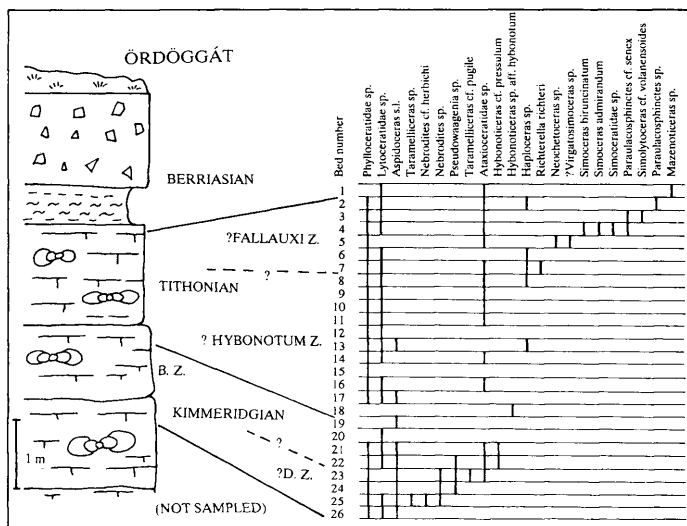


Fig. 10. Simplified section of Ördögkút profile and the distribution of ammonites. B. Z. Beckeri Zone, D. Z. Divisum Zone.

10. ábra. Az ördögkúti lelőhely egyszerűsített szelvénye az ammoniteszek előfordulásával. B. Z. Beckeri Zóna, D. Z. Divisum Zóna.

Ördögkút

The Ördögkút (or "Póckő") section is a relatively little known outcrop situated on the northern slope of the Gerecse (Fig. 1). The place was mentioned, and the profile of the neighbouring area was sketched by Gy. VIGH (1928). J. FÜLÖP (1958) published the section of the Ördögkút quarry, where Cretaceous marls were quarried.

The Upper Jurassic rocks were studied in a small deep trench excavated in the continuation of a road cut. Below the Lower Cretaceous breccia there is a hard, compact Jurassic limestone. The facies is more or less nodular, the colour is light yellow on the top, and reddish on the bottom. Ammonites are scarce, and the fauna is not very well preserved. The number of specimens, determinable on suborder level is about 300. The faunal spectrum is given in Fig. 10.

Unfortunately the lowest part of the section was not sampled. Beds 26–23 yielded *Taramelliceras*, *Aspidoceras* and *Nebrodites* and were ranged into the Kimmeridgian. *H. pressulum*, diagnostic for the uppermost Kimmeridgian Beckeri Zone was found in Bed 22 and 21.

The extremely poorly preserved specimen determined as ?*H. cf. hybonotum* from Bed 18 indicated the lowermost Tithonian Hybonotum Zone.

The next 11 beds yielded no diagnostic ammonites, except poorly preserved perisphinctids, difficult to determine.

The following fix point in the biostratigraphy, the *Richterella richteri*, found in Bed 7, indicates the deeper part of the Fallauxi Zone. Simoceratids from Beds 4 and 3 belonging to the *biruncinatum-admirandum* group mark the higher horizon of the same zone.

The *Mazenoticer*-bearing first bed belongs to the Berriasian.

The small fauna of the Ördögkút section seems to be more or less complete for the Upper Kimmeridgian and Lower Tithonian, but the Upper Tithonian is missing. Though many ammonite zones were not positively documented, on the basis of the thickness and lithological features of the section it is likely that the poor documentation is, — at least partly — due to the poor state of preservation.

Domoszló

The Domoszló is a forest-area in the Gerecse Mts. (Fig. 1). In a tectonically rather complicated environment, Jurassic limestones of different ages occur. The locality was mentioned by K. KULCSÁR (1913) who described Liassic limestone. The geological profile of the place was given by G. VIGH (1969). Above the "Bathonian—Callovian chert" a fossiliferous Oxfordian bank was indicated. Even some ammonites, including phylloceratids and *Gregoryceras toucasi* were listed.

The list of the ammonites, collected by the late G. VIGH contains the following taxa:

- Holcophylloceras* sp.
- Phylloceras* sp.
- Gregoryceras cf. fouqueti*
- Gregoryceras* sp.
- Perisphinctidae sp.
- Euaspidoceras* sp.

The material (42 specimens altogether) represents the biggest and best preserved Middle Oxfordian (Transversarium Zone) ammonite fauna from the Gerecse Mts.

Tölgyhát

The Tölgyhát quarry is situated in the northern edge of the Gerecse Mts. (Fig. 1), close to the village of Lábátlan.

This is one of the best known Jurassic localities of the Gerecse Mts. The first detailed description with a special focus on the Middle Jurassic part of the profile was given by Gy. VIGH (1940). Later G. VIGH (1961) published the geologic sketch of the quarry and the neighbouring valley.

The Upper Jurassic biostratigraphy of the Tölgyhát profile was already published (CECCA et al., 1993). In the quarry a rather complete Lower and Middle Jurassic can be found. Above the limestone series there is the radiolarite, about 2 metre in thickness. The covering topmost beds yielded the Middle Oxfordian faunula, very similar to those known from the previously mentioned profiles:

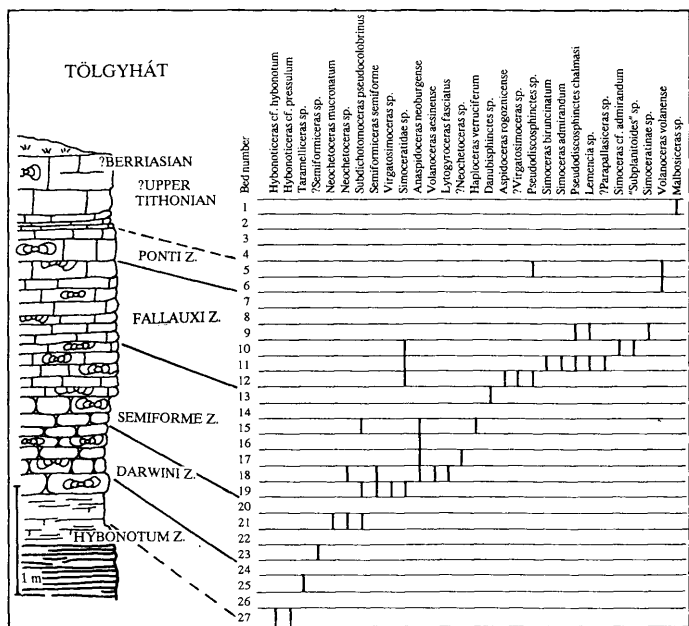


Fig. 11. Simplified section of the Tölgyhát profile and the distribution of ammonites. Phylloceratids and lytoceratids are not indicated.

11. ábra. A tölgyhádi lelőhely egyszerűsített szelvénye az ammoniteszek előfordulásával, a phylloceratidák és a lytoceratidák elhagyásával.

Phylloceras sp.
Holcophylloceras sp.
Lytoceras sp.
Passendorferia div. sp.
Perispinctidae div. sp.
Euspidoceras sp.

The (Kimmeridgian) — Tithonian succession, described below, was sampled close to the old quarry in a ravine.

Here the 4 metre thick series was subdivided into 27 beds (Fig. 11). The radiolarite is situated at the base of a small valley. The first limestone layers are dark red and marly, then the rock becomes more and more nodular, Ammonitico Rosso type. Higher up in the sequence the limestone is pink to light, the nodularity is less expressed.

The fossils are poorly preserved. Many of the ammonites were indeterminable even on suborder level. In spite of this, on the basis of the gathered material (about 550

specimens determinable on suborder level) it was easy to outline a stratigraphic subdivision even on zonal level.

On the general composition of the fauna and on the stratigraphic range of the taxa, Figs. 11 and 12 give information.

Above the cherty rocks the first megafossil-bearing bed (27) yielded ammonites diagnostic for the uppermost Kimmeridgian and for the lowermost Tithonian. On the basis of some very characteristic forms (*H. cf. pressulum* and *H. cf. hybonotum*) the Beckeri and Hybonotum Zones were recognized. It means that the Kimmeridgian — Tithonian boundary can be drawn within bed 27.

Beds 26—24 yielded no diagnostic ammonites. The presence of the Darwini Zone can be tentatively proved by the appearance of *Semiformiceras?* sp. (Bed 23) and the characteristic tricarinate *N. mucronatum* (Bed 21).

Higher up from Bed 20 on, aspidoceratids are more common, *A. neoburgense* is typical.

A specimen, determined as *S. semiforme* (Bed 19) is a stable point in the succession. The appearance of the index form of the Semiforme Zone fits well with the occurrence of *V. aesinense* in Bed 18.

This bed also yielded an interesting fragment of a *Lytogyroceras* nucleus. It strongly resembles a *V. aesinense* nucleus, but differs from it by bigger size, and by a venter bearing a furrow. The latter suggest *Virgatosimoceras* origin. What is surprising is the stratigraphically "deep" occurrence of the specimen.

H. verruciferum is rare, only one specimen was gathered from the Bed 15.

Simoceratids from Bed 12 onwards indicate the Fallauxi Zone. The group is surprisingly diverse. Unfortunately a lot of them (especially specimens ranged into *Virgatosimoceras*) were problematic to determine at species level.

Big-sized perisphinctids, *P. chalmasi* are very common. Beds 6 and 5 contain *V. volanense* typical of the Ponti Zone.

The overlying beds (4—2) yielded no diagnostic fossils, so the presence of the Upper Tithonian in the section is not proved.

Bed 1 yielded *Malbosiceras* sp. and some small-sized Berriasellidae, so the top of the Tölgyhát profile was ranged into the Lowermost Berriasian.

Pilis Mts.

Velka Skala

The Velka Skala ("Great Cliff" if we translate the name given by the Slovaks living in the area), is situated in the Pilis Mts. The locality represents the easternmost outcrop of the Upper Jurassic in the Transdanubian Central Range (Fig. 1).

The first report on the Velka Skala was given by F. SCHAFARZIK (1884). Gy. VIGH (1913) indicated Kimmeridgian and Lower Tithonian ammonites collected from debris.

Some years ago a pit was opened in the vicinity of the sequence studied before. The recent collecting revealed an Oxfordian faunula found in one of the beds of the profile. The outcrop is strongly tectonized, even the stratigraphic position of the fossiliferous bank is uncertain. It is not clear, whether it is above or below the "Middle Jurassic" cherty formation.

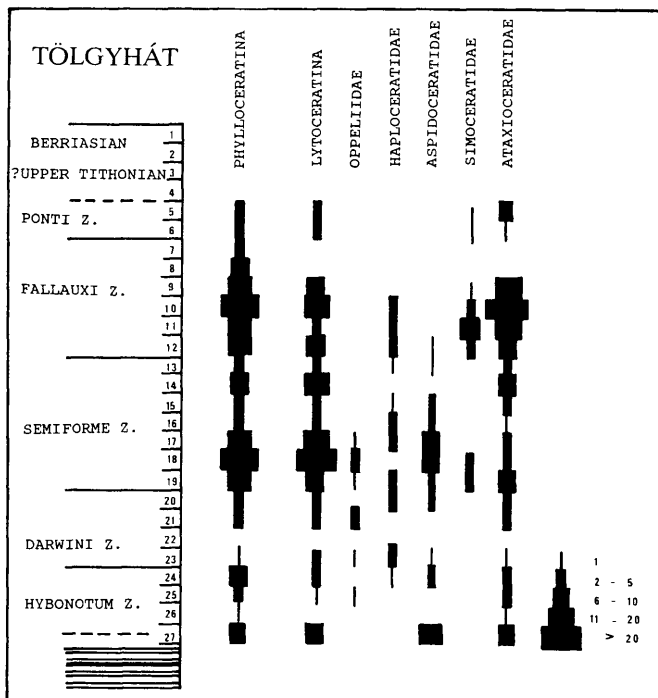


Fig. 12. Distribution of the total ammonite fauna for each family in the Lower Tithonian part of the Tölgyhát profile.

12. ábra. Az ammonitesz-fauna családonkénti megoszlása a Tölgyhát-kőfejtő alsó tithon rétegeiben.

The complete faunal list is as follows:

- Phylloceras* sp.
Holcophylloceras sp.
Lytoceras sp.
Paraspidoceras cf. *submerani* ZEISS
Euaspidoceras sp.
?Euaspidoceras sp.
Benetticeras cf. *benetti* CHECA
Aspidoceratinae sp.
Perisphinctidae sp.

On the basis of the relatively abundant aspidoceratid fauna the material was ranged into the Oxfordian.

The best preserved specimen is *P. cf. submerani*. This is the first report of the genus in the Central Range. On the inner whorls of the big-sized specimen the rare, strong, spatula-like tubercles are clearly visible.

B. benetti was described recently from Upper Oxfordian — Lower Kimmeridgian strata (CHECA, 1985). The Hungarian material (fragmentary, inflated aspidoceratids with completely smooth surface) was tentatively referred to this species.

The composition of the fauna probably indicates Middle or lower Upper Oxfordian age.

The ammonite succession

Oxfordian

As was documented above, the Oxfordian of the Gerecse Mts. is generally represented by cherty formations. The only fossiliferous level is usually an ammonitiferous bank situated on the top of the radiolarite or intercalated in its upper part. Thus to discuss the Oxfordian "succession" is rather theoretical. The fauna is similar (if not uniform) all over the Gerecse Mts. Besides the most common phylloceratids and lytoceratids *Euaspidoceras*, *Gregoryceras* and some perisphinctids, including *Passendorferia*, form the essential part of the fauna.

Oxfordian ammonites are very scarce all through the Transdanubian Central Range. The listed material is the most complete one known up to date.

The fauna probably indicates a narrow Middle Oxfordian interval, probably a part (or parts) of the Transversarium Zone.

The only Pilis Mts. outcrop yielded also *Paraspidoceras* and *Benetticeras* specimens, but no *Gregoryceras* was found.

Kimmeridgian

The Kimmeridgian ammonite fauna is also very incomplete and poorly known in the Gerecse Mts. In many sections the first ammonite-bearing beds above the radiolarite provided *Hybonoticeras* fauna, characteristic of the uppermost Kimmeridgian Beckeri Zone, or of the lowermost Tithonian.

The deeper part of the Kimmeridgian was documented in the Asszony-hegy and Ördöggát sections only. The first provided an extremely poorly preserved Middle Kimmeridgian fauna, insufficient for further study. The Ördöggát material was partly ranged into the Middle Kimmeridgian, too, on the basis of the *Nebrodit* fragments, *Taramelliceras* and the diverse aspidoceratids.

Tithonian

The Tithonian is the most complete and best documented part of the Upper Jurassic succession of the Gerecse Mts.. Especially the Lower Tithonian seems to be well represented. The succession of the Hybonotum, Darwini, Semiforme, Fallauxi and Ponti Zones is almost complete.

H. hybonotum was found in many localities. In the beds above, the genus *Semiformiceras* and simoceratids are the most useful index forms. Perisphinctids are abundant in certain levels, and some assemblages are similar to those illustrated by ZEISS (1968) and CECCA (1990) from the Submediterranean region. The *S. admirandum-biruncinatum* bearing horizon is, if it is documented, very characteristic.

The Upper Tithonian assemblages are generally rather incomplete. Himalayitids are rare. The Jurassic/Cretaceous boundary is generally not traceable by means of megafossils.

Late Jurassic facies and environment

According to the general picture outlined for the Jurassic of the whole Transdanubian Central Range (GALÁ CZ and VÖRÖS, 1972; GALÁ CZ et al., 1985) the Jurassic of the Gerecse Mts. is also characterized by a former uneven bottom topography.

Although there were local differences in the water depth at the beginning of the Late Jurassic, the area sank below the CCD. This is proved by the widespread cherty formation of Oxfordian age.

The intercalated Middle Oxfordian brecciated limestone bed (see also FÜLÖP, 1975) represents an episodic uplift characteristic of the discussed area, or an episodic fall of the CCD.

It is difficult to determine the exact time when the deposition of the siliceous mud ended. The radiolarite formation probably went on in the Early Kimmeridgian in many places. But from the Middle and especially from the Late Kimmeridgian the return of the carbonate environment is typical.

The Upper Jurassic carbonates, similar to the Lower and Middle Jurassic facies, reflect three different types of depositional environments.

The first is the basin, where the most complete and thickest, red, nodular, Ammonitico Rosso type limestone deposited. Typical examples are the Margit-hegy, Tölgyhát, Törökbükk and Ördögát sections.

The second environmental type is the surface of probably elevated blocks, where strong currents resulted episodic sedimentation and generally thin succession. Hardground-like ferromanganese crust and sharply subsolved, differently bored ammonites characterize this type. The succession of the Paprét profile displays all these features. The rather incomplete succession of the Szél-hegy quarry, with the hardground-like surfaces is also regarded as a succession deposited on elevated blocks, or simply in an environment characterized by effective bottom currents.

The third type is the slope environment characterized by gravity slides. The Asszony-hegy and the Szél-hegy shaft profiles were ranged into this type.

The complicate succession of the Asszony-hegy needs detailed evaluation. Here, above the thick Lower Jurassic series some Middle and Upper Jurassic is randomly represented. The overlying rock above the Kimmeridgian were ranged into the Liassic again. According to an explanation, the Lower Jurassic rock is repeated tectonically. In fact, beds immediately below the Liassic strata seems to be continuous under the Lower Jurassic block, which suggest a non-tectonical repetition. There is another explanation for the succession. According to this, the whole Middle and Upper Jurassic

series would be a fissure infilling in the Lower Jurassic rocks. Unfortunately, the way of preservation of the megafossils does not support this idea. Ammonites bear no ferromanganese crust, and they are neither size sorted. In the case of a fissure-infilling, it is also difficult to understand the accumulation of some megafossils (e.g. belemnites) in certain level.

Unfortunately, because of the poor preservation of the ammonites, coming from below, from the Liassic rocks, the exact age-relation between the lower and upper Liassic strata is unknown. In conclusion the thin and chaotic series of Asszony-hegy, with the Lower Jurassic block on the top, can be regarded as a scarp breccia.

The lumachella-like, size-sorted fossil material of the Szél-hegy section can be interpreted as a fine-grained debris of shells washed through by currents toward the basin area.

The Szomód section, with the chaotic, slump-like structure above the radiolarite, can be regarded as a distal gravity sliding.

Detailed sedimentological studies on the documented profiles are expected to refine the general idea for the Late Jurassic palaeoenvironment outlined above.

Palaeobiogeographic affinity of the megafauna

The rich material of the Upper Jurassic of the Gerecse Mts. is built up overwhelmingly by ammonites. Other cephalopods are extremely rare: besides the thousands of ammonites only some specimens of belemnites and only one nautiloid were found.

As far as the proportion of the non-cephalopod fauna is concerned, the Tölgyhát section offers a representative example: together with the hundreds of ammonites the section yielded some fragments of belemnites and one nautiloid specimen. Additionally 37 specimens of echinoids and a dozen brachiopods (mainly pygopids) were collected.

The composition of the ammonite fauna is characterized by the high percentage of the Phylloceratina and Lytoceratina suborders which indicate Mediterranean affinity. The biostratigraphically useful Ammonitina were subdivided into five families. This kind of diversity, as well as the appearance of *Semiformiceras*, *Volanoceras*, *Simoceras* etc. document also the Mediterranean character. It means, that the fauna has a strong similarity to those described e.g. from the Appennines (F. CECCA et al., 1990) and from the Subbetics (F. OLÓRIZ, 1978). On the other hand, especially from the point of view of the Early Tithonian perisphinctids, there are surprising similarities to those faunas published from Ardèche (F. CECCA, 1986) and South Germany (A. ZEISS, 1968), and which are regarded as Submediterranean traditionally.

The common appearance of the strictly Mediterranean and the Submediterranean ammonites in the same (small) tectonic unit, suggests probably palaeoecologic reasons. It means that the biogeographic distribution of the ammonites was complicated by local ecological factors.

Acknowledgements

Most of the fossil material was collected and made available by the Hungarian Geological Survey. I am grateful to Dr. J. KONDA for providing the material. I thank Dr. A. VÖRÖS (Geological and Palaeontological Department of the Hungarian Natural History Museum, Budapest) for determining the Liassic brachiopods of the Asszonyhegy, and Dr. J. KNAUER (Hungarian Geological Survey, Budapest) for providing calpionellid-data on the Szomód material. I am grateful to Dr. A. GALÁCZ (Department of Palaeontology, Eötvös University, Budapest), for providing unpublished data (reports) on many Gerecse localities, to I. SZENTE (Department of Palaeontology, Eötvös University, Budapest), and J. PÁLFY (Geological and Palaeontological Department of the Hungarian Natural History Museum, Budapest) for their help in the field, and for their suggestions.

The presented investigations were sponsored by OTKA grant No. F4008.

References

- BENETTI, A., PEZZONI, N. & ZEISS, A. (1990): A small, but interesting new ammonite fauna from the Western Lessinian Alps (preliminary note). In: PALLINI, G. (ed.), *Atti II Convegno Internazionale Fossili, Evoluzione, Ambiente; Pergola*, 33–37.
- CECCA, F. (1986): Le Tithonique de la bordure ardèchoise dans la région du stratotype de l'Ardesien: étude stratigraphique et paléontologique. Thèse, Université Claude-Bernard, Lyon I. no. 20–86: 1–272, 24 pls.
- CECCA, F. (1990): Étude des Périssphinctidés de la zone à Darwini (Tithonique inférieur) des Apennins des Marches (Italie): paléontologie et paléobiogéographie. In: PALLINI, G. (ed.), *Atti II Convegno Internazionale Fossili, Evoluzione, Ambiente; Pergola*, pp. 39–55., 3 pls.
- CECCA, F., CRESTA, S., PALLINI, G. & SANTANTONIO, M. (1990): Il Giurassico di Monte Nerone (Appennino marchigiano, Italia Centrale): biostratigrafia, litostratigrafia ed evoluzione paleogeografica. In: PALLINI, G. (ed.): *Atti II Convegno Internazionale Fossili, Evoluzione, Ambiente; Pergola*, pp. 63–139., 6 pls.
- CECCA, F., FÓZY, I. & WIERZBOWSKI, A. (1990): Signification paléocéologique des faunes d'ammonites du Tithonique inférieur de la Téthys occidentale. — *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, t. 311, Sér II, 501–507.
- CECCA, F., FÓZY, I. & WIERZBOWSKI, A. (1993): Ammonites et paléocéologie: étude quantitative d'associations du Tithonien inférieur de la Téthys occidentale. — *Geobios*, 15, 39–48.
- CHECA, A.G. (1985): Los aspidoceratiformes en Europa (Ammonitina, Fam. Aspidoceratidae: Subfamilias Aspidoceratinae y Physodoceratinae): Tesis doctoral, Universids de Granada, 411 p., 42 pls.
- FÓZY, I., KÁZMÉR, M. & SZENTE, I. (in press): A unique Lower Tithonian fauna in the Gerecse Mts., Hungary. — *Paleopelagos, Special Publication* 1.
- FÓZY, I. & PÁLFY, J. (1992): Jelentés a gerecsei Asszony-hegy és Szél-hegy jura szelvényeinek biosztratigráfiai vizsgálatáról [Report on the Jurassic biostratigraphy of the Asszony-hegy and Szél-hegy, Gerecse Mts.]: manuscript, (in Hungarian)
- FÜLÖP, J. (1958): Die kretazeischen Bildungen des Gerecse-Gebirges. — *Geologica Hungarica, series Geologica* 11, 124 p., 14 pls.
- FÜLÖP, J. (1975): The Mesozoic basement horst blocks of Tata. — *Geologica Hungarica, series Geologica* 16, 229 p.
- GALÁCZ, A. (1986): Jelentés Gerecse- és Pilis-hegységi középső- és felső-jura szelvények biosztratigráfiai vizsgálatáról [Middle and Upper Jurassic biostratigraphy of Gerecse Mts. profiles.] Manuscript. (In Hungarian)

- GALÁCZ, A., HORVÁTH, F. & VÖRÖS, A. (1985): Sedimentary and structural evolution of the Bakony Mts. (Transdanubian Central Range, Hungary): palaeogeographic implications. — *Acta Geologica Hungarica* 28/1—2, 85—100.
- GALÁCZ, A. & VÖRÖS, A. (1972): Jurassic history of the Bakony Mountains and interpretation of principal lithological phenomena. — *Földtani Közlöny*, 102/2, 122—135. (In Hungarian with English abstract).
- HOFMANN, K. (1884): Bericht über die auf der rechten Seite der Donau zwischen Ó-Szőny und Piszke im Sommer 1883 ausgeführten geologischen Specialaufnahmen. — *Földtani Közlöny* 14/1—3, 323—342.
- JAKUCS-NEUBRANDT, E. (1954): Relevé géologique des environs de Tardos (Montagne Gerecse). — *Annual Report of the Hungarian Geological Institute for 1953*, (I): 49—58. (In Hungarian with French abstract).
- KÁZMÉR, M. (1986): Tectonic units of Hungary: their boundaries and stratigraphy. (A bibliographic guide.). — *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis, Sectio Geologica* 26, 46—120.
- KULCSÁR, K. (1913): Geologische Beobachtungen im Gerecsegebirge. — *Földtani Közlöny* 43/10—12, 499—502.
- KULCSÁR, K. (1914): Die mittellassischen Bildungen des Gerecsegebirges. — *Földtani Közlöny*, 44/1—2, 150—175, 2 pls.
- KUTEK, J. & WIERZBOWSKI A. (1986): A new account on the Upper Jurassic stratigraphy and ammonites of the Czorsztyn succession, Pieniny Klippen Belt, Poland. — *Acta Geologica Polonica* 36/4, 289—316, 4 pls.
- OLÓRIZ, F. (1978): Kimmeridgiense-Tithonico inferior en el sector Central de las Cordilleras Béticas (Zona Subbética). Paleontología, Biostratigrafía. Tesis doctoral, Universidad de Granada, 184, 758 p., 29 figs., 57 pls.
- SCHAFARZIK, F. (1884): Jelentés az 1883. év nyarán a Pilis hegységben eszközölt földtani részletes felvételről. — *Annual Report Hungarian Geological Institute for 1883*, 91—114. (In Hungarian)
- STAFF, J. (1905): Zur Stratigraphie und Tektonik der ungarischen Mittelgebirge. I. Gerecse-Gebirge. — *Centralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie* 13, 371—397.
- VADÁSZ, E. (1913): Üledékképződési viszonyok a Magyar Középhegységben a jura időszak alatt. [Sedimentationsverhältnisse in dem Ungarische Mittelgebirge während der Jurazeit.] — *Mathematikai és Természettudományi Értesítő* 31, 102—120. (In Hungarian)
- VIGH, G. (1961): Geological outline of the western Gerecse Mountains. — *Annales Instituti Geologici Publici Hungarici* 49, 445—462.
- VIGH, G. (1969): Magyarász a Dorogi-medence földtani térképe 10.000-es sorozat, Pusztamárót c. laphoz. [Explanation to the geological map: "Pusztamárót 10.000".] Hungarian Geological Institute, Budapest, 69 p. (In Hungarian)
- VIGH, G. (1971): Oberjurassische-berriasische Ammonitiden-Faunen aus dem Nordteil des Transdanubischen Mittelgebirges. — *Annales Instituti Geologici Publici Hungarici* 54/2, 263—274.
- VIGH, G. (1984): Die biostratigraphische Auswertung einigen Ammoniten-Faunen aus dem Tithon des Bakonygebirges sowie aus dem Tithon-Berrias des Gerecsegebirges. — *Annales Instituti Geologici Publici Hungarici* 67, 210 p., 14 pls.
- VIGH, GY. (1913): Júratanulmányok a Magyar Középhegység északkeleti részéből. [Jurassic studies from the Transdanubian Central Range.] Doctoral thesis. Budapest, 20 p. (In Hungarian).
- VIGH, GY. (1920): Neues Vorkommen der Acanthicum-Schichten im ungarischen Mittelgebirge. — *Földtani Közlöny* 50, 129—130.
- VIGH, GY. (1928): Führer in das Gerecse-Gebirge nach Lábátlan und Piszke. — *Führer zu den Studienreisen der Paläontologischen Gesellschaft*. Budapest, 32 p.
- VIGH, GY. (1935): Beiträge zur Kenntnis der Geologie des westlichen Teiles vom Gerecse-Gebirge. — *Annual Report of the Hungarian Geological Institute for 1925—28*, 97—100.
- VIGH, GY. (1940): Beobachtungen in der Umgebung des Berges Nagypisznice. — *Annual Report of the Hungarian Geological Institute for 1933—35*, 1467—1478.
- VIGH, GY. (1943): Die geologischen und paläontologischen Verhältnisse im nordwestlichen Teil des Gerecse-Gebirges. — *Földtani Közlöny* 73/1—3, 537—550.
- ZEISS, A. (1968): Untersuchungen zur Paläontologie der Cephalopoden des Unter-Tithon der Südlichen Frankenalb. — *Abhandlungen der Bayerischen Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse, Neue Folge* 132, 190 p., 27 pls., München.
- ZITTEL, K.A. (1870): Die Fauna der älteren Cephalopodenführenden Tithonbildungen. — *Palaeontographica*, Supplementband 2, 1—192, Atlas, 15 pls. Kassel.

A kisalföldi gyengén metamorf képződmények tektonikai minősítéséről

On the tectonic position of weakly metamorphic rocks
in the basement of the Little Hungarian Plain

BALLA Zoltán¹

(5 ábrával és 3 táblával)

Abstract

In the basement of the Little Hungarian Plain², the Transdanubian Range and the East Alpine tectonic units contact with each other. From drilling data, two principal types of metamorphic rocks have been distinguished here which correspond to 'crystalline' and 'metamorphic schists' in a traditional sense. Within the latter, five groups can be delineated, i. e. the Vaszar, Nemeskolta, Mihályi, Bük and Szentgotthárd metamorphites, their belonging to definite tectonic units being discussed below.

The age and stratigraphic position are only known for the Vaszar Slates: they are covered by the non-metamorphic Permian—Mesozoic sequence of the Transdanubian Range, and therefore their Lower Palaeozoic age and Variscan metamorphism can hardly be doubted. The Nemeskolta Slates usually cannot be distinguished from the Vaszar ones in their petrographic features, nevertheless, due to their spatial position they are mostly arranged within the East Alpine basement unit. Both sequences consist of low-carbonate rocks and differ from the Mihályi Slates for which rocks with various carbonate content are characteristic.

An analysis of published data resulted in the conclusion that the Nemeskolta Zone comprises rocks from various sequences which form a dislocation belt along the boundary of the Transdanubian Range and East Alpine tectonic units. The Bük Dolomite developed in a restricted area southwest of the Mihályi Slates is analogous to the Arnwiesen Dolomite known from the basement of the East Styrian Basin and correlated with distinct sequences of the Palaeozoic of Graz. Correlation of the Mihályi Slates with any sequence of the Palaeozoic of Graz, however, is far from unambiguity despite numerous statements in Hungarian geological literature.

Concerning the three principal groups of data on that correlation (lithologic analogy, metamorphism, radiometric ages) following conclusions can be made:

i) Precise lithologic analog of the Mihályi Slates is unknown both in the Eastern Alps and West Carpathians, the Sausal or Blumau Palaeozoic of the East Styrian basin (not of Graz) and

¹Magyar Állami Földtani Intézet, 1142 Budapest, Stefánia út 14.

²Danube Lowlands of Slovakian authors

the Mesozoic of the Rechnitz—Kőszeg area can equally be regarded as approximate analogs, existence of West Carpathian analogs also being not excluded.

ii) Considering the metamorphic grade, besides the Sausal Palaeozoic or Rechnitz—Kőszeg Mesozoic, numerous West Carpathian sequences seem to be comparable with Mihályi Slates. In the data on the geothermal gradient of the metamorphism, no significant deviation from those for the Kőszeg Slates is observable. Despite the absence of comparable data from corresponding East Alpine and West Carpathian sequences this points to the deviation from the general trend of the Variscan metamorphism and, thus, favours the Kőszeg analogy.

iii) Radiometric ages indicate metamorphic grades and fit in with the Tauern—Rechnitz trend but are also explicable in terms of transition towards the Carpathians, thus, cannot be used for distinction of Lower Palaeozoic sequences.

Consequently, there are numerous data and consideration in favour of the Penninic provenance of the Mihályi Slates not proving, however, this possibility. Unfortunately, there are no direct data on the age of Mihályi sediments, and there are almost no measurements of metamorphic parameters from comparable sequences. We only call therefore attention to the fact that correlation of Mihályi Slates with the Palaeozoic of Graz which has been usual in Hungarian geological literature for last 25 years is deceptive and that their true qualification should be 'of uncertain position'. It means that the tectonic position of Mihályi Slates within the East Alpine nappe pile should also be regarded uncertain, not 'Upper Austroalpine', since they may equally be 'Penninic'.

General petrographic revision, probably, will result in changes of the picture, and it would be desirable to study comparable Alpine and Carpathian sequences by the same methods as the Mihályi and Nemeskoltai slates.

Összefoglalás

A Kisalföld aljzatában húzódik a középhegységi és a keletalpi egység határa. Mélyfúrásokból itt a metamorf kőzetek két fő típusát ismerjük, amelyek a klasszikus értelemben vett 'kristályos' és 'metamorf palák'-nak felelnek meg. Az utóbbiaknak öt csoportja körvonalazható, a vaszari, nemeskoltai, mihályi, büki és szentgotthárdi metamorfítok, tanulmányunkban ezek tektonikai helyzetét tárgyaljuk.

Csak a vaszari palák rétegtani helyzete és kora biztos: a középhegységi nem metamorf perm-mezozoós összlet fekkjében települnek, s így ópaleozoós korukhoz és variszkuszi metamorfózisukhoz nemigen férhet kétség. Kőzettani jellegeik alapján nem különböztethető meg a vaszariaktól a nemeskoltai palák többsége, ezeket azonban térbeli helyzetük alapján már általában a keletalpi aljzatba sorolják. A fenti két karbonátszegény összlettől határozottan elkülönülnek a mihályi palák, amelyekre különböző mértékben karbonátos kőzetek jellemzőek.

Az irodalmi adatok elemzésével arra a következtetésre jutottunk, hogy a nemeskoltai pászta többféle összlet anyagából állhat, s ezek a középhegységi és keletalpi egység határán húzódó diszlokációs övben kerültek egymás mellé. A mihályi paláktól DNY-ra kis területen előforduló büki dolomit analógia a Stájer-medence aljzatából ismert arnwieseni dolomit lehet, amelyet a gráci paleozoikum bizonyos összeleteivel párhuzamosítanak. Maguknak a mihályi paláknak a korrelációja a gráci paleozoikum valamely konkrét összeletével vagy sorozatával azonban távolról sem olyan egyértelmű, mint az a hazai publikációkból tűnhetne.

A korrelációra vonatkozó adatok három fő csoportját (litológiai analógia, metamorfózis, radiometrikus korok) elemezve az alábbiakat állapítottuk meg:

a) A mihályi paláknak pontos litológiai analógia sem a Keleti Alpokban, sem a Nyugati-Kárpátokban nem ismeretes; közelítő analóggként nem a gráci, hanem a Stájer-medencéből ismert sausalai vagy blumai paleozoikum és a kőszegi mezozoikum egyforma valószínűséggel vehető tekintetbe, s nem zárható ki nyugatkárpáti analógok létezése sem.

b) A metamorf fokot tekintve a sausalai paleozoikum és a kőszegi mezozoikum mellett egy sor nyugatkárpáti paleozoós képződmény is számításba jöhet. A metamorfózis geotermikus gradiensére vonatkozó adatokban a kőszegi paláktól gyakorlatilag nem mutatkozik eltérés, ami — annak ellenére, hogy a számbavehető keletalpi és nyugatkárpáti paleozoós összletekből nincs összehasonlítható adat, — a variszkuszi metamorfózis általános jellegétől a mérési pontosságon belül eltér, s így inkább a kőszegi analógia mellett szól.

c) A radiometrikus korok gyakorlatilag metamorf fokot jeleznek s beleillenek a Tauern—Rechnitz gyengülési tendenciába, de éppúgy magyarázhatók a Kárpátok felé fennálló átmenettel is, s így nem szolgálhatnak az ópaleozoós összletek diagnosztikai kritériumával.

Egy sor adat és megfontolás szól tehát a mihályi palák 'pennini' minősítése mellett, bár nem bizonyítja azt. Sajnos, a mihályi üledékekre vonatkozóan nincs egyetlen közvetlen koradat sem, s a metamorf jellegeiket illetően rendelkezésre álló mérési adatokat szinte nincs mivel összevetni. Ezért elemzésünkkel elsősorban arra kívántuk felhívni a figyelmet, hogy megtevesztő a mihályi palák immáron negyedszázada publikációról publikációra vándorló 'gráci paleozoikum' minősítése és hogy a helyes rétegtani minősítés mindmáig a 'bizonytalan helyzetű' lenne. Ezzel összhangban a tektonikai minősítést is bizonytalanak és nem 'felső-ausztrálpai'-nak kell vennünk a keletalpi takarórendszeren belül, mivel a 'pennini' éppúgy lehetséges.

Egy átfogó közzétett újraproszektál az eddigi képbe valószínűleg változásokat hozna, s mindenképpen célszerű lenne azt a számbavehető alpi és kárpáti analóg képződmények hasonló részletességű tanulmányozásával egybekötni.

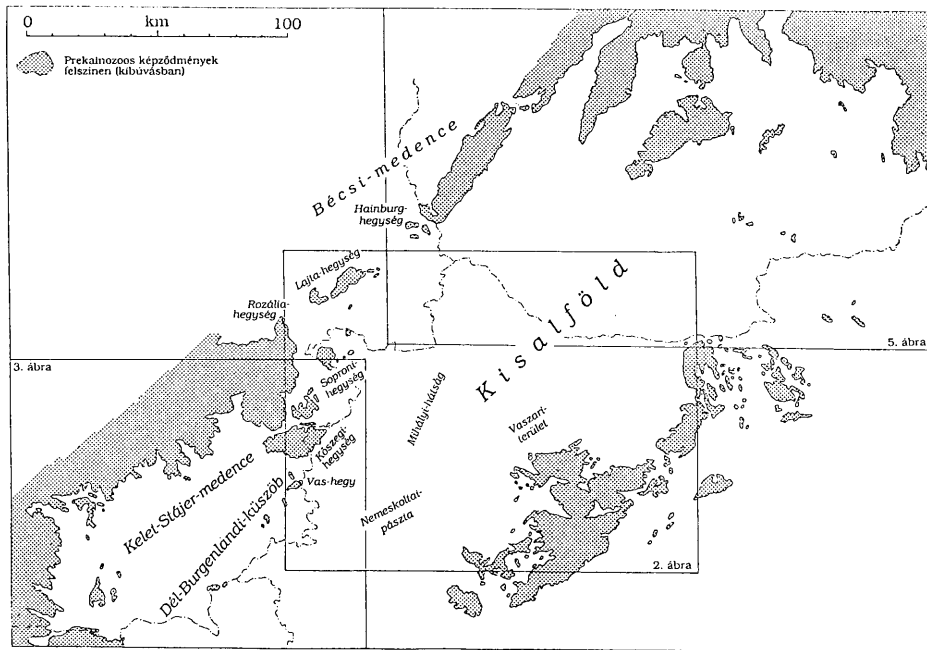
Key words: metamorphic rocks, tectonics, Little Plain, Hungary

Bevezetés

A Kislépföld aljzatában feltárt kőzeteknek eleinte egységesen 'kristályos', 'metamorf' vagy más hasonló minősítéseket adtak, s ezeket a képződményeket tektonikailag elválasztva a középhegységi mezozoikumtól (SCHEFFER V. — KÁNTÁS K. 1949, KÖRÖSSY L. 1958) a keletalpi takarórendszer folytatásának minősítették (SCHEFFER V. 1962). A kristályos kőzeteket és a gyengébben metamorf palákat BALÁZS E. (1967) különítette el, ami elsőfokban BALOGH K. — KÖRÖSSY L. (1968) tektonikai térképén realizálódott. Ezen soproni 'felsőproterozoós' kristályos ösztlet és a Kislépföld többi részét képező 'variszkuszi' sorozat van feltüntetve, s az utóbbi a kőszegi palákat is magában foglalja.

Tanulmányunkban csak a gyengén metamorf 'variszkuszi sorozat'-tal foglalkozunk, amelyet öt területen tártak fel fúrásokkal: (1) a Győrtől 30 km-rel DDNy-ra lévő Vaszar és (2) az innen 50 km-rel DNY felé eső Nemeskolta körzetében, (3) a Mihályi-hátságban és (4) attól DNY-ra Bük körzetében, valamint (5) Szentgotthárd vidékén (1. ábra). Ezzel összhangban a továbbiakban 'vaszari', 'nemeskoltai', 'mihályi', 'bük' és 'szentgotthárdi' metamorfitekrol beszélünk.

Az első részletes leírásban JUHÁSZ Á. (1967) a vaszari palákat a balatonfelvidéki paleozoikum analógiájának tekintette, megemlítve, hogy az 1966-ban leemélyített Tét—2 fúrás (1. a 2. ábrán) rétegsorában a középhegységi perm normális rétegtani kontaktussal települ rajtuk. JUHÁSZ Á. és KÖHÁTI A. (1966), majd BALÁZS E. (1967, 1971, 1975) nemcsak a vaszari, hanem a nemeskoltai palákat is a balatonfelvidéki paleozoikummal korrelálta. Az így körvonalaázódó Nemeskolta—Vaszar pászta karbonátszegény paláit BALÁZS E. (1971) a többitől elkülönítette, s az azon túli — részben karbonátdús — mihályi képződményeket a gráci paleozoikummal párhuzamosította (BALÁZS E. 1975). A bük



1. ábra. A Kisalföld áttekintő térképe

Fig. 1. Map of the Little Plain.

dolomitot eleinte (JUHÁSZ Á. és KÖHÁTI A. 1966) önálló összletként fogták fel, később (BALÁZS E. 1967, 1971, 1975, ÁRKAI P. et al. 1987) a mihályi palákkal együtt tárgyalták, legújabban (FÜLÖP J. 1990) a 'Mihályi Fillit Formáció'-val egyenrangú 'Büki Dolomit Formáció' néven különítik el.

A palák megkülönböztetésében fontos szerepet játszott az ikervári Ike—4 fúrás (l. a 2. ábrán) rétegsora, amelyet BALÁZS E. (1967) három összletre tagolt, s ezeket később a kisalföldi ópaleozoikum sztratotípusának vette (BALÁZS E. 1971, 1975). Az alsó összlet homokos-agyagos üledékekből, a középső bázisos vulkanitokból, a felső pedig szervesanyagban dús márgás üledékekből keletkezett; a vulkáni összlet legfelső tagja a leírás szerint tektonikus breccsa, az összletek sorrendjének rétegtani értékét illetően mégsem merült fel kétely (FÜLÖP J. 1990). Ezt a 'sztratotípust' és — irodalmi hivatkozások hiányában — ismeretlen eredetű 'regionális törvényszerűségeket' alapul véve született az a felfogás, hogy a Kisalföld medencealjzatában lévő két eltérő üledékösszlet közül a karbonátszegény szilur, a karbonátdús pedig devon korú (BALÁZS E. 1971, 1975).

Az alsó összlet a nemeskoltai palák analógja lehet. A középső, 190 m vastag vulkáni összlet analógja a Kisalföld medencealjzatában csak a Sót—2 fúrásból (l. alább) ismert, s a felső összlet korrelációja a mihályi palákkal nem látszik meggyőzőnek: ebben ugyanis 'grafitos márgapala' és 'mészmárgapala' van, ami a sokféle mihályi kőzet leírásában egyszerű sem fordul elő (BALÁZS E. 1971, 1975).

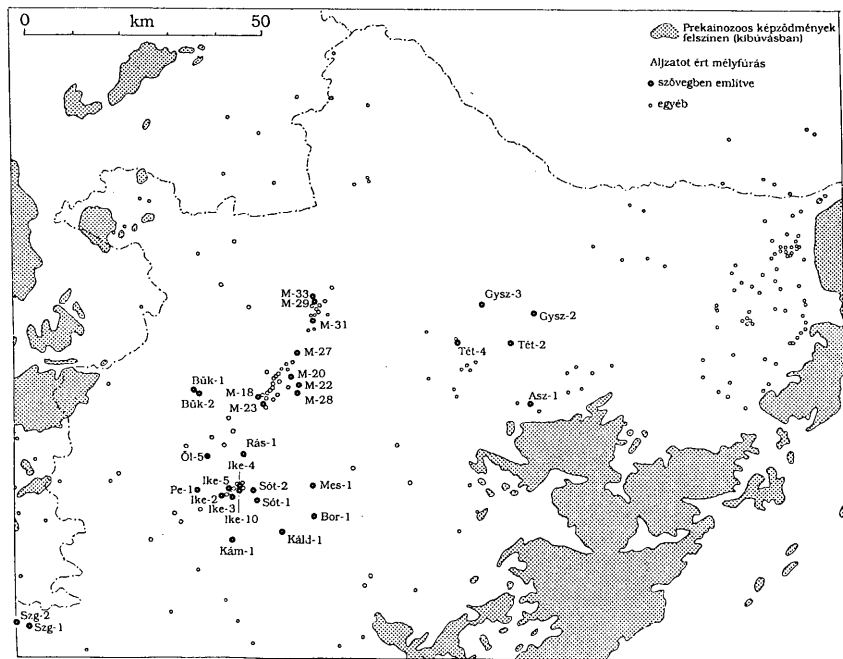
A nemeskoltai és a vaszari palák

A nemeskoltai és vaszari palákat eleinte nemcsak a balatonfelvidéki, hanem a kőszegi palákhhoz is hasonlónak vélték (BALÁZS E. 1967, 1971, 1975; JUHÁSZ Á. 1967, 1971). Ez a felfogás nem azért tűnt el, mert bebizonyosodott, hogy a hasonlóság közzetani értelemben nagyobb a balatonfelvidéki, mint a kőszegi palákhhoz, hanem egyesegyedül azért, mert a hetvenes évek elejétől-közepétől kezdve a kőszegi palákat már mezozoós korúnak tekintették, amelyek nyilvánvalóan nem lehetnek azoknak a vaszari paláknak az analójjai, amelyekre nem metamorf permi üledékek települnek.

BALÁZS E. (1983) úgy vélte, hogy a nemeskoltai palák a keletalpi, a vaszariak pedig a középhegységi egységbe tartoznak, de nem adott meg semmiféle anyagi különbséget a kettő között. Az újabb vizsgálatok viszont igazolták a vaszari és a nemeskoltai palák nagyfokú hasonlóságát (ÁRKAI P. et al. 1987) és egyaránt paleozoós korát (ÁRKAI P. és BALOGH Kad. 1989), ezért ÁRKAI P. és BALOGH Kad. (1989) a nemeskoltai palákat visszasorolta a középhegységi egységbe.

A vaszari anchimetamorf képződmények a térképi rajzolatból (CSÁSZÁR G. et al. 1978), valamint a Tét—2 és néhány más fúrás (1970: Alsószalmavár Asz—1, 1972: Győrszemere Gysz—2, 1984: Tét—4, 1987: Győrszemere Gysz—3 — l. a 2. ábrán) rétegsorából következően valóban a Középhegység metamorf aljzatába sorolhatók, azonban az ugyanilyen nemeskoltai kőzeteket illetően kételyek maradnak.

E kételyek alapjául elsősorban az szolgálhat, hogy Nemeskoltától 10 km-rel ÉK-re az egymástól mindössze 2 km-re lévő két sótonyi fúrás (l. a 2. ábrán) nagy biztonsággal látszik 'befogni' a keletalpi és a középhegységi egység határát (FÜLÖP J. és DANK V. 1987, DANK V. és FÜLÖP J. 1990): a Sót—1 középhegységi felsőkréta alatt középhegységi felsőtriást tart fel (JUHÁSZ Á. és KÖHÁTI A. 1966), míg a Sót—2 epidotos



2. ábra. A Kisalföld magyarországi részének fúrásai, a szövegben említettek kiemelésével
 Fig. 2. Wells in the Hungarian part of the Little Plain, emphasizing those mentioned in the text.

zöldpalája (BALÁZS E. 1967) vagy kloritpalája (BALÁZS E. 1971, 1975) a keletalpi metamorfitekkel látszott párhuzamosíthatónak. Emellett ismeretes, hogy a sótonyi fúrásoktól 6–7 km-rel Ny-ra az ikervári Ike—2 fúrás gyengén metamorf agyagpala-homokkő sorozatából KÖVÁRY J. felsőjura-alsókréta mikrofaunát (*Tintinnidae*, *Lombardia*) mutatott ki (JUHÁSZ Á. és KÖHÁTI A. 1966), ami (metamorf mezozoikum) nyilvánvalóan az illető képződmények 'keletalpi' minősítése mellett szólna.

A rendelkezésre álló adatok alapján a Kám—1, Káld—1, Sót—1, Mes—1 és Bor—1 fúrás 'középhegységi' és a Pe—1, Ö1—5 és Rás—1 fúrás (l. a 2. ábrán) 'keletalpi' minősítését illetően nem látunk alapot kételyekhez. A két egység határát ebből következően a Pe—1 és Sót—1 fúrás közötti 7–8 km széles sávban kell keresnünk. Ezzel az a kérdés vetődik fel, hogy a Sót—2, valamint a 11 ikervári és a 3 nemeskoltai fúrás közül melyik milyen típusú aljzatot tárt fel.

Szerintünk a Sót—2 zöldpalája, amelyet BALÁZS E. (1975) óta a keletalpi ópaleozoikumba sorolnak, éppúgy lehetne akár középhegységi paleozoós is, hiszen ott is vannak ilyen kőzetek, s korrekt összevetés azokkal nem történt. LELKESNÉ FELVÁRI Gy. szóbeli közlése (1992) szerint a sótonyi bázit legfeljebb anchimetamorfózison esett át, ami a 'középhegységi' minősítéssel összhangban állna. Ebből következően a határ 'befogása' a két sótonyi fúrás által nincs bizonyítva. Az ikervári Ike—2 fúrás anchimetamorf agyagpala - kovás homokkő összletéből előkerült felsőjura-alsókréta mikrofauna (JUHÁSZ Á. és KÖHÁTI A. 1966) 'keletalpi' minősítést eredményez. Ezzel szemben az Ike—10 fúrás agyagpalájának kora 314 millió évnél bizonyult, vagyis nélkülöz minden fiatal ráhatást, s így ÁRKAI P. és BALOGH Kád. (1989) szerint a vaszari paleozoikummal korrelálható, azaz 'középhegységi' minősítésű. A két fúrás eltérő korú, de kőzettanilag nem feltétlenül különböző képződményeinek összehasonlító vizsgálatáról nincs adatunk, ezért szigorúan véve nincs biztos alapunk ahhoz, hogy a többi ikervári fúrás kőzettanilag hasonló jellegű rétegsorát ide- vagy odasoroljuk.

A nehézségeket illusztrálandó, megemlítiük: JUHÁSZ Á. és KÖHÁTI A. (1966) szerint az Ike—2 által feltárthoz hasonló rétegsor volt az Ike—3, —4 és —5 fúrásban (l. a 2. ábrán), míg BALÁZS E. (1967) úgy vélte, hogy az Ike—2 nem ért 'szálaban álló' ópaleozoós képződményt, a másik három rétegsora viszont az ópaleozoikumba tartozik, ezen belül az Ike—4 által 550 m vastagságban harántolt metamorf sorozat hármas tagozatú, s a térség szilur-devon alapszelvényének tekinthető (BALÁZS E. 1971, 1975).

KÁZMÉR M. (1986) szerint az Ike—2 felsőjura-alsókréta koradatát át kellene értékelni, s lehetséges, hogy az illető kőzetek egy középhegységi pikkelyben települnek. Ezzel kapcsolatban három önálló adatra kell figyelemmel lennünk, amelyeket az eredeti leírás (JUHÁSZ Á. és KÖHÁTI A. 1966) alapján vázolunk. (1) A kőzetek gyenge regionális metamorfózist szenvedtek, ami a középhegységi mezozoikumtól teljesen idegen. (2) A rétegsor agyagpalából, kovás homokkőből és konglomerátumból áll; ilyen kombináció a Középhegységben nem ismeretes, de a terrigén jelleg alapján az aptinál idősebb — uralkodóan karbonátos, legfeljebb márgás — mezozoós összletek szóba sem jöhetnek. (3) A fauna tintinnidákból és lombardiákból áll; ezek KNAUER J. szóbeli közlése (1991) szerint nem ismeretesek az hauseri emeletnél magasabb szintekből.

Az ikervári rétegsor faunisztikai korának felső határa tehát mélyebben van, mint a litológiai egyáltalán számbavehető képződmények legidősebbike, vagyis faunisztikai + litológiai korreláció a Középhegység egyik képződményével sem lehetséges. Az ikervári faunáról természetesen kiderülhetne, hogy tévesen lett mezozoós korának minősítve. KNAUER J. véleménye szerint erre megvan a lehetőség, mivel

vannak olyan paleozoós alakok, amelyek emlékeztetnek a tintinnidákra és lombardiákra, de új vizsgálat nélkül nem lehet állást foglalni.

Az ikervári mezozoós fauna KÖRÖSSY L. (1987) szerint is bizonytalan, de az indoklásában említett közettani jellegek és rétegsorrend nem egyeztethetők sem JUHÁSZ Á. és KÖHÁTI A. (1966), sem BALÁZS E. (1967) adataival, így nehéz megítélni, hogy kételyeit mire alapozza.

Jelenlegi ismereteink szerint tehát a keletalpi/középhegységi határ az egymástól 3,5 km távolságban elhelyezkedő Ike—2 és Ike—10 fúrás között várható. A többi ikervári fúrás közettani jellege és alacsony metamorf foka — a publikált anyagokból ítélve — mind 'középhegységi paleozoós', mind 'keletalpi mezozoós' minősítésükkel összeegyeztethető lenne, vagyis további céltudatos vizsgálatig egyik sem használható fel a határ helyzetének pontosabb meghatározásához.

Az Ike—10 fúráshoz viszonyított térképi helyzete alapján a Sót—2 fúrás zöldpalája a középhegységi aljzatba sorolandó; analógjai Litérnél és Velencénél kibúváásokból ismeretesek. Mivel a tőle mindössze 2 km-re lévő Sót—1 hasonló mélységben felsőtriász dolomitot tárt fel, a két fúrás között törést tételezhetünk fel. Ez azonban nem a keletalpi és a középhegységi egység határa, hanem egy az utóbbin belüli törés, amilyen a jobban tanulmányozott területeken nagy számban fordul elő (hasonló rétegtani amplitúdóval pl. Litérnél).

Lehetséges, hogy egy faunisztikai újraértékelés vagy nagyobb számú további radiometrikus kormeghatározás eredménye az lesz, hogy az Ike—2 — vagy valamely más fúrás(ok) ilyen típusú — rétegsora paleozoós korú. Ebben az esetben a határt 1—2 km-rel kellene ÉNy felé áthelyezni. Van azonban egy másik lehetőség is: kiderülhet, hogy a mezozoós metamorfitek a körzetben jóval nagyobb elterjedésűek, s az Ike—10 radiometrikus koradata csak véletlen: alapvetően mezozoós kőzetekből álló területen egy elszigetelt paleozoós tömböt vagy pikkelyt jellemez. Ebben az esetben a határ visszakerülhetne a két sótonyi fúrás közé. A Kisalföld egésze szempontjából mindkettő elhanyagolható változás lenne, s inkább a keletalpi egység felépítéséről alkotott képre gyakorolna befolyást.

Megjegyezzük, hogy a nemeskoltai metamorfitek a magnetotellurikus szondázásokból a középhegységi/keletalpi határ mentén körvonalazható 4—5 km széles átmeneti sáv (HOBOT J. et al. 1987) csapásmenti folytatásába esnek, ami egy olyan lehetőségre mutat, hogy nem éles határral, hanem egy több km széles diszlokációs övvel van dolgunk, amelyen belül akár mindkét érintkező egységből származó, akár környezetidegen képződmények is jelen lehetnek. Ezzel összhangban az Ike—2 faunisztikai és az Ike—10 radiometrikus koradata akár együttesen is a valóságot tükrözheti.

A nemeskoltai pászta ilymódon kirajzolódó vegyes összetételével összhangban állna az Ike—4 rétegsora, amelyben két különböző típusú — karbonátszegény és karbonátdús — üledékösszetétel jelen, a köztes vulkáni összetételű fedője mentén tektonikus zónával elválasztva (l. feljebb).

A mihályi metamorfitek

A mihályi metamorfitek jelenlegi minősítésében alpi analógiából indulnak ki. Ismeretes azonban, hogy a Keleti-Alpok és a Nyugati-Kárpátok között a mezozoós és idősebb képződmények alapján nem vonható meg semmiféle éles határ, s fokozatos át-

menet tételezhető fel. Ez az átmenet az Alpok ÉK-i csücskén lévő Rozália-hegységnek, valamint a tőle ÉK-re lévő Lajta- és Hainburg-szigethegységnek 'kiskárpáti' (PAHR, A. 1980b) és a Kis-Kárpátok 'keletalpi' (MAHEL, M. 1986) beütésében nyilvánul meg, egészében véve egy legalább 120 km hosszú szakaszon. A Mihályi-hátság ezen átmeneti szakasz alpi részének a háttérében helyezkedik el (1. ábra), s lehetséges ÉK-i folytatásában az átmeneti szakasz teljes kárpáti részének háttérében nem ért aljzatot egyetlen fúrás sem. Nem hagyhatjuk tehát figyelmen kívül azt a körülményt, hogy a mihályi paláknak lehetnek kárpáti analógiák is, ezért az alábbiakban az alpi és a kárpáti analógia lehetőségét külön elemezzük.

Az alpi analógia

Az alpi analógia a következő alapokra épült: (1) litológiai hasonlóság, (2) a metamorfózis foka és jellege, (3) radiometrikus kor. Ahhoz, hogy a kérdésben tisztán lássunk, elemezzük ezeket az alapokat.

Litológia

A gráci paleozoikummal fennálló litológiai analógiát illetően a hazai munkákban csak célzásokat vagy olyan utalásokat találunk, amelyeknek legfeljebb az értelmezésével juthatunk valamilyen következtetésre. A legfőbb szempont — úgy látszik — nem az eredeti (metamorfózis előtti) kőzetek és rétegsorok hasonlósága, hanem a metamorfózis alacsony foka volt (BALÁZS E. 1983, FÜLÖP J. 1990).

A gráci paleozoikummal fennálló szoros értelemben vett litológiai analógia (amelybe a metamorf fok nem tartozik bele) lényegileg egyetlen tényre, a kőzetek karbonáttartalmára és ezen belül dolomitok jelenlétére támaszkodott. Az analógia igazolásához vagy cáfolásához azonban ez édeskevés, ezért a kérdést tüzetesebben vizsgáljuk meg. BALÁZS E. (1971, 1975) leírása szerint a mihályi palasorozat elsősorban dolomitosziderites szericitpalából és meszes kloritpalából, ritkábban meszes-dolomitosziderites szericitfillitből és szericitos kloritfillitből áll, vagyis karbonátos-pélites üledékekből keletkezett, s a klorit talán bázisos tufát-tufitot jelez. Kisebb mennyiségben egyrészt törmelékes (meszes vagy dolomitos homokkőpala és aleurolitpala, valamint dolomitosziderites kvarcitpala és szericitos kvarcitpala), másrészt karbonátos kőzetek (mészpala, dolomit, dolomitpala és palás dolomitfillit) vannak jelen; mészkő csak mészpalán belüli néhány cm-es lencsékben fordul elő; a törmelékes kőzetekben lévő savanyú plagioklászok talán vulkáni eredetűek; helyi vulkanizmus terméke lehet viszont a néhol előforduló diabáz.

A leírásban kétséges elem a dolomit és a savanyú vulkáni nyomok jelekléte, valamint a 'karbo-diabáz'-ként leírt vulkanitok jellege is.

Dolomit BALÁZS E. (1971) szerint az M—28 fúrásban (1. a 2. ábrán) volt. A kútönyv szerint dolomitot VÉGH S.-né írt le a 20. sz. mag egyik kőzeteként (a másik kőzet finomhomokos szericitpala volt). A földtani napijelentés, az előzetes magvizsgálati jelentés és az összefoglaló laboratóriumi jelentés szerint a 2947,5—2949,5 m-ből származó 0,5 m-es mag breccsa volt, amelynek törmelékéből fillitet (agyagpalát) és mészfillitet említettek, dolomitot nem, és amelyet miocén korúnak vettek. Így nem világos, mennyire biztos a dolomit jelenléte az alaphegységi rétegsorban. Nyilvánvaló azonban, hogy még ha a VÉGH S.-né által leírt dolomit valóban ebből a fúrásból

származott is, a mindössze félméteres magnak csak egy apró részletét képezhette. Palás-kristályos dolomit volt még a BALÁZS E. leírásait követően mélyített fúrások közül az M—31 jelűben is (az 1682,5—1689,0 m-ből vett 3,27 m hosszú 8. sz. mag alsó 0,8 m-e) közvetlenül miocén homokkő és konglomerátum alatt, társuló fillit vagy pala nélkül. Egészében véve tehát a több, mint 40 mihályi fúrás által feltárt aljzat felépítésében a dolomit teljesen jelentéktelen szerepet játszik, s egyáltalán nem biztos, hogy a fillitösszetbe tartozik. Megjegyezzük, hogy a szórt karbonátanyag összetételének diagnosztikai értéke erősen kétségesnek látszik, mivel az előzetes magvizsgálati jelentések és az összefoglaló laboratóriumi jelentések szerint a karbonátok nagy része erekekben és üregekben válik ki, s így valószínűleg utólagos folyamatokat tükröz.

Savanyú vulkánosság nyomának BALÁZS E. a törmelékes eredetűeknél jóval nagyobb méretű szemcsékben megjelenő idiomorf albit- és oligoklász-albit-kristályokat tekintette. Az előzetes magvizsgálati jelentések és az összefoglaló laboratóriumi jelentések azonban ezeket a kristályokat porfiroblasztokként jelölik, ami a zöldpala-fáciesű metamorfitokban szokványos jelenség. Ugyanakkor feltűnő a kvarc 'krisztalloklasztok' hiánya a savanyú plagioklász mellett. A nagyobb savanyú plagioklászokat tehát nem tekinthetjük vulkáni nyomoknak.

*Karbo-diabáz*t, azaz karbonátosodott bázisos vulkanitot BALÁZS E. három fúrásból (1. a 2. ábrán) említett, s ezekről az alábbiakat állapíthatjuk meg. Az M—22 fúrás 2441,0—2444,0 m-éből vett 0,5 m hosszú 16. mag háromféle kőzete közül az egyik 'karbo-porfiritoid' minősítést kapott annak alapján, hogy plagioklász, amfibol és biotit utáni kalcit-pszeudomorfózákat ismertek fel benne (a másik két kőzet fillit volt). Ha az eredeti fenokristályok valóban az említett ásványokból álltak, az illető kőzet kb. dácitos összetételű lehetett, s nem világos, miért vélte azt BALÁZS E. bázitnak. Az M—23 fúrás 1516,0—1517,0 m-éből származó 1,0 m hosszú 7. mag minősítése az előzetes és összefoglaló magvizsgálati jelentésben ugyancsak 'karbo-porfiritoid' volt, ebben csak plagioklász utáni kalcit-pszeudomorfózákat ismertek fel, az alapanyagban sok kvarc volt, s VÉGH S.-né szerint a kőzet tufitból keletkezett, amelynek eredeti összetételét nemigen lehet megállapítani. ÁRKAI P. et al. (1987) szerint a kőzet 'intermedier metatufa'. Az M—29 fúrás 1661,0—1662,5 m-éből származó 1,3 m hosszú 7. mag anyaga 'meszes epigneisz', amely kvarc-plagioklász-karbonát alapanyagból és jóval nagyobb plagioklász-szemcsékből áll. ÁRKAI P. et al. (1987) szerint a kőzet 'intermedier metavulkanit'.

A BALÁZS E. által említetteken túlmenően ÁRKAI P. et al. (1987) még két fúrásból említ vulkanitokat. Az M—24 fúrás 1450,0—1453,0 m-éből vett 2,0 m hosszú 5. mag JUHÁSZ Á. (összefoglaló magvizsgálati jelentés) szerint miocén alapbreccsa, törmelékében meszes kvarcittal, fillittel, szericitpalával és mészfyllittel; az 1460,0—1461,5 m-ből vett 1,0 m hosszú 6. sz. mag VÉGH S.-né leírása szerint kloritos szericitpala vagy szericites meszes kloritpala, JUHÁSZ Á. (összefoglaló magvizsgálati jelentés) szerint karbonátos és kvarc-szericit-kloritos csíkok váltakozásából álló mészfyllit. ÁRKAI P. et al. (1987) mindkét magból 'intermedier metatufát' említ. Az MF—4 fúrás 1448,0—1450,0 m-éből vett 2,0 m hosszú 19. sz. mag MESZÉNA Bernadett (összefoglaló laboratóriumi jelentés) szerint kloritos szericitfillit, ÁRKAI P. et al. (1987) szerint 'metabazalttufa'.

A BALÁZS E. leírásait követően mélyített fúrások közül az M—33 jelű 1717,0—1723,6 m-éből vett 6,6 m hosszú 8. mag anyaga 'meszes-epidotos kloritfillit' volt, amely talán intermedier vagy bázisos vulkáni anyag és üledék keveredésével keletkezett. Látjuk tehát, hogy a 'karbo-diabáz' minősítés meglehetősen kétes, s az

összletben valószínűleg nem annyira vulkanitok, vagyis >90%-ban vulkáni anyagból álló kőzetek, hanem vulkáni-üledékes keverékkőzetek vannak. Az üledékbe került vulkáni anyag összetétele bizonytalan, bázisos és/vagy intermedier lehetett.

A fentiek értelmében mihályi palák egészében véve olyan karbonátos-pélites üledékekből származtathatók, amelyekben kőzetlisztes-finomhomokos és elég ritka, valószínűleg bázisos és/vagy intermedier vulkáni beütések voltak, távoli vulkáni működést jelezve. A litológiai korreláció lehetőségeinek elemzésében ez a jellemzés vehető alapul. A karbonátkőzetek közül dolomit egy biztos (M—31) és egy bizonytalan (M—28) esetben volt jelen az aljzatban, de viszonya a mihályi palákhoz tisztázatlan maradt; mészkő az egész mihályi területen nem fordult elő.

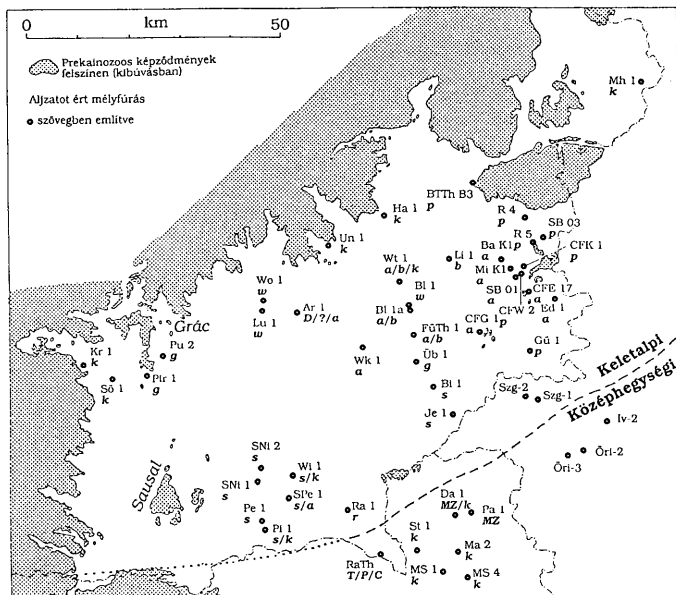
A *gráci paleozoikum* (SCHÖNLAUB, H. P. 1980) egy kb. 50×25 km-es területen jön elő. Rétegsorai meglehetősen változatosak, értelmezésük sok szempontból vitatott, de az összetevés szempontjából eléggé egységesen jellemezhető. Legmélyebb szintjeiben bázisos vulkanitok és homokos vagy agyagos üledékek vannak, de a rétegsor nagyrésze mészkőből és mészpálából, valamint dolomitból és dolomithomokkőből áll, néhol bázisos tufa-, esetenként diabáz-betelepülésekkel. A mészkövek gyakran tartalmazznak dús faunát (krinoidea, korall, brachiopoda, ritkábban goniatitesz, clymenia, konodonta, stromatopora stb.). Uralkodóan agyagos kifejlődésű rétegcsoportok nagyobb vastagságban csak a legmélyebb szintekben fordulnak elő, többnyire bázisos vulkanit és mészkő, de nem dolomit kíséretében.

Gráctól D-re, a *Sausal* dombvidéken (l. az 1. ábrán) egy 670 m vastag paleozoós rétegsor figyelhető meg (SCHÖNLAUB, H. P. 1980), amelynek alsó részén zöldpala, fillit és szericitpala van némi kvarcporfirral és tufával, feljebb pala következik, mészkőbetelepülésekkel. H. W. FLÜGEL (1988a-b) szerint fúrások alapján (3. ábra, 1. tábl.) hasonló kőzeteket (epizónás fillit, mészfilit, szericitfillit, szericites kvarcitpala, kovapala és grafitos kvarcit, helyenként mészkő- és bázitbetelepülésekkel, de savanyú vulkanitok nélkül) a Rába-vonal DNY-i folytatásáig és csaknem a magyar határig követtek. Az itteni gyengén anchimetamorf, sötétszürke, zöldes, pirites részben finomréteges agyagpalát, csillámos, néhol homokos és meszes közbetelepülésekkel (radocheni rétegek), a sausali sorozat fedőjébe helyezték.

A *Stájer-medence* (l. az 1. ábrán) északabbi részein — Gráctól K-re — a fúrásokkal (3. ábra, 1. tábl.) feltárt medencealjzat gyengén metamorf kőzeteit H. W. FLÜGEL (1988a-b) a felső-ausztriai paleozoikum különböző összeleteiként fogta fel, de konkrét rétegtani és tektonikai helyzetüket illetően más vélemények is vannak (pl. EBNER, F. 1988), ezért a mihályi palákkal való korreláció szempontjából elsősorban a kőzettani jellegekre összpontosítunk. A Gráctól K-re megfúrt wollsdorfi metabázitot H. W. FLÜGEL (1988a-b) a gráci paleozoikum legalsó részéről ismert vulkanitokkal egyeztetve; F. NEUBAUER szóbeli közlése (1992) szerint azonban kőzettani jellegei alapján inkább a Penninikumba kellene sorolni. A keletebbre megjelenő és dolomittal kezdődő arnwieseni sorozat, amelynek magasabb részein dolomit és szericitpala-betelepülések lehetnek, már bizonytalanabban párhuzamosítható a gráci paleozoikum egyes magasabb szintjeivel ('dolomithomokkő'), s az alatta települőnek vélt, de a magyar határig sehol ki nem jutó blumai összlet (fillit, mészkő és dolomit váltakozása) gráci analógja már erősen problematikus.

H. W. FLÜGEL (1988a) érdekes módon elfogadta, hogy a kisalföldi (valószínűleg nem a karbonátszegény nemeskoltai, hanem a karbonátos mihályi) szericitkvarcit, kvarcit- és homokkőpala az arnwieseni sorozattal, a büki dolomit pedig annak alsó

tagozatával párhuzamosítható, de a sausalí sorozat kisalföldi folytatását BALÁZS E. szóbeli közlésére — 'a szomszédos magyar területeken addig paleozoikumba sorolt kőzetek kréta korúnak bizonyultak, s elválasztásuk a paleozoikumtól kérdéses maradt' — hivatkozva vetette el, s emellett kétségbevonta a szentgotthárdi fillit korrelációját a közvetlen közelben lévő blumai összlettel.



3. ábra. A Stájer-medence és a Dél-Burgenlandi-küszöb metamorf aljzatát feltáró fúrások, H. W. FLÜGEL (1988b) nyomán. A fúrások által feltárt képződmények minősítése (1. tábl.): korok - C = karbon, D = devon, MZ = mezozoikum, P = perm, T = triász, összletek - a = arnwieseni, b = blumai, g = gráci, k = kristályos, p = pennini, s = sausalí, w = wollsdorfi

Fig. 3. Metamorphic basement of the Styrian basin and the South Burgenland ridge in wells (after H. W. FLÜGEL, 1988b).

A fúrási rétegsorok (1. tábl.) alapján a három számbavehető képződménycsoport az alábbi módon jellemezhető:

a) *sausalí sorozat* (8 fúrás, ebből kettőben — Wiersdorf 1 és Pichla 1 — kristályos kőzetek fölött) — erősen gyűredezett, uralkodóan sötétszürke fillit és grafitfillit egyedi kvarclencsékkel, ritkábban zöldes fillitpala, szericités kvarcfillit és grafitkvarcit, valamint mészfilit; az egyik fúrás (St. Peter 1) rétegsorának alsó harmada dolomit, amely

esetleg az arnwieseni analógia lehet (az erősen eltérő dőlésekből ítélve a határ valószínűleg tektonikus eredetű);

b) *blumai összlet* (4 fúrás, feküjét egy sem érte el) — fekete és szürke, néha zöldesibolya fillit és grafitos fillit kvarclencsékkel, ritkábban mészkő és mészfilit, még ritkábban fillites agyagpala, agyagpala, karbonátos agyagpala és tufitpala, valamint dolomitos mészkő és karbonátos kvarchomokkő, néhol (Blumau 1a) nagy szerepet kap a dolomit és a dolomithomokkő;

c) *arnwieseni sorozat* (8 fúrás, háromban — Waltersdorf 1, Blumau 1a és Fürstenfeld Th 1 — a blumai összlet felett) — uralkodóan dolomit, breccsás vagy tömeges, ritkán meszes dolomit, dolomithomokkő, mészkő és mészpala.

A fentiekből véleményünk szerint eléggé nyilvánvaló, hogy a mihályi palák (BALÁZS E. 1971, 1975 — 24 fúrás) litológiai analógiája a gráci paleozoikummal meglehetősen bizonytalan: nincs bennük mészkő, ami a gráci paleozoikumnak jellemző képződménye, s ugyanakkor uralkodóan karbonátos-pélites üledékeik a gráci paleozoikumnak csak kis szakaszaival vethetők össze. A mihályi palák analógiáját tehát legfeljebb a blumai vagy sausalai összlet közül választhatnánk, mégpedig azok uralkodóan pélites kifejlődésű rétegsoraiból. Az analógia azonban így is csak közelítő: mindkettőben van mészkő, ami nincs meg a mihályi sorozatban. Térben a blumai van közelebb (4. ábra), azonban a korrelációt ez a körülmény még nem bizonyítja.

A litológiai analógia fennáll a *kőszegi sorozattal* is, amelyben elég sok a mészfilit és — a cáki konglomerátum törmelékében, valamint a szomszédos Rohonci-hegységben nagyméretű tömbökben (olisztolitok? pikkelyek?) — előfordul dolomit is (VARRÓK K. 1963, PAHR, A. 1980a, 1984).

Metamorfózis

Az ásványos összetétel alapján ÁRKAI P. et al. (1987) a mihályi palák metamorfózisát a zöldpala fácies kvarc-albit-muszkovit-klorit szubfáciesére rögzítette, azzal, hogy a hőmérséklet az epi- és anchizóna határa közelébe esett. A gráci paleozoikum metamorfózisa — a leírásban (SCHÖNLAUB, H. P. 1980) alkalmazott közetnevekből ítélve — ennél jóval gyengébb, valószínűleg nem lép ki az anchizóna kereteiből; ugyanilyen alapon valamivel erősebbnek vélhető a blumai összlet metamorfózisa, de csak a sausalai sorozat kőzetei metamorfizálódtak a mihályi paláknak megfelelő fokozatban. H. FRITZ és F. NEUBAUER (1990) szerint a metamorfózis a gráci paleozoikum K-i peremvidékén is eléri a zöldpala fáciest.

LELKES-FELVÁRI Gy. (1982) az alumoszilikát-ásványtársaság alapján arra a következtetésre jutott, hogy a *kőszegi palák* a kvarc-albit-muszkovit-klorit szubfáciesben alakultak át, néhol átmenetekkel a magasabb hőmérsékletű, biotitot is produkáló szubfácies felé. Ez ugyanaz a szubfácies, mint amelyet ÁRKAI P. et al. (1987) a mihályi palákra meghatározott. Igaz ugyan, hogy ÁRKAI P. és BALOGH Kad. (1989) szerint a mihályi palák egy része az anchizóna magashőmérsékletű részébe tartozik, azonban ez a következtetés rendkívül kevésbé meggyőző, mivel nincs indokolva, sőt a felsorolt minták megoszlása az anchi- és az epizóna között sincs megadva.

A mihályi palák némelyikében szintén megjelenik a biotit, amint az LELKESNÉ FELVÁRI Gy. fényképén (FÜLÖP J. 1990: 29D. ábra) világosan látható, egyes fúrások (M—18, —20, —22, —27 (1. a 2. ábrán)) laboratóriumi vizsgálati eredményeivel össz-

hangban. Mivel biotit a kőszegi palákban sincs mindig jelen (LELKES-FELVÁRI Gy. 1982), az eltérés mértéke valójában akár jelentéktelen is lehet.

A rendelkezésre álló adatokból tehát az következik, hogy a mihályi és kőszegi palák eltérése egyazon szubfáciesen belül marad; a mihályi palák metamorfózisa esetleg valamivel gyengébb, mint a kőszegieké, de szigorúan véve még erre sincs bizonyíték. Az esetleges eltérés azonban amúgy sem tekinthető döntőnek, hiszen ismeretes, hogy szinte bármely képződmény metamorfózisa térben változhat, mivel a metamorf izográdok ritkán esnek egybe rétegtani határokkal.

Konkrétan a Penninikum metamorfózisa erősen ingadozik (KOLLER, F. és HÖCK, V. 1987, HÖCK, V. és KOLLER, F. 1989): az Alsó-Engadini-ablakban pumpellyit-aktinolit fáciesű (anchizóna), míg a Tauern-ablakban eléri az amfibolit fáciest (mezozóna). A metamorf fok tehát semmiképpen nem lehetne a Penninikum diagnosztikai kritériuma. A metamorfózis Kőszegnél jóval gyengébb, mint az innen Ny-ra eső Tauern-ablakban (zöldpala és amfibolit fácies határ környéke — FRANK, W. et al. 1987a). Ez a tendencia K felé folytatódhat, s természetes magyarázatul szolgálhatna arra, miért még gyengébb a mihályi palák metamorfózisa, ha azok valóban a kőszegiek analógjai.

Jóval meggyőzőbb lehetne a geotermikus paleogradiensekben mutakozó különbség, mivel ez a metamorfózis körülményeiben bizonyíthatna eltérést. ÁRKAI P. et al. (1987) a mihályi palákra nagy geotermikus gradienst kapott, ami az Alpok variszkuszi metamorfózisára jellemző, ugyanakkor LELKES-FELVÁRI Gy. (1982) szerint a kőszegi palák két metamorfózison estek át, az elsőben (középsőkréta) kis, a másodikban (paleogén) pedig közepes geotermikus gradienssel, amint az szerinte más Pennini egységekben is megszokott. Mivel a középsőkréta szakasz csak bázisos magmatitokban előforduló reliktum-ásványokból körvonalazható, a mihályi palákkal — vagyis üledékes eredetű kőzetekkel — való összevetés során nyugodtan figyelmen kívül hagyható, s így elegendő a paleogén korú szakaszra vonatkozó következtetést szem előtt tartanunk; ezt tette ÁRKAI P. et al. (1987) is.

A geotermikus paleogradiens értékére mindkét munkában az illit-muszkovit b_0 rácsparaméteréből következtetnek. ÁRKAI P. et al. (1987) azonban a saját mérési adatait nem a kőszegi mérési eredményekkel, hanem az ottani várható értékkel vetette össze. Ezt az utóbbit LELKES-FELVÁRI Gy. (1982) úgy kapta, hogy a mért értékek alapján megállapította: mind a paragonit, mind a karbonát jelenléte csökkenti a b_0 -értéket, így a várható érték a mérési adatok bármiféle átlagánál magasabb, ezért a legmagasabb mért értéket (9.015 Å) tekintette mérvadónak. Ennek alapján született következtetése a kőszegi — és általában a pennini — üledékes eredetű kőzetek döntően paleogén metamorfózisának közepes geotermikus gradiensére.

Ha azonban az eltérést a kőszegi és a mihályi metamorfitek b_0 -értékei között az alapadatok (2. tábl.) szintjén vizsgáljuk, az alábbiakat állapíthatjuk meg. A paragonitos mészfilitiek (PMF) esetében még a középtértek is egyeznek, a paragonitmentes mészfilitiek (MF) közül az egyetlen ölbői adat a 24 kőszegi minta hibakorlátján belül van, a négy mihályi adat átlaga viszont kicsivel a 24 kőszegi minta hibakorlátja alá kerül, végül a paragonit- és mészmmentes fillitek (F) kategóriájában az egyetlen mihályi adat valóban jóval a 33 vashegyi minta átlagának hibakorlátja alá esik. Az eltéréseknek azonban nem tulajdoníthatunk túl nagy jelentőséget, mivel a mihályi adathalmaz egy nagyságrenddel kisebb, mint a kőszegi, s így egyik közcsoportban sem ad reprezentatív átlagot, amelytől — amint azt a kőszegi halmaz esetében látjuk — a valószínűnek vett érték viszont lényegesen eltér.

Külön probléma, hogy a kis- és közepes nyomású metamorfózis határaként megadott $b_0 = 9$ Å érték — egy emberek által felvett közelítő szám lévén — nyilvánvalóan csak bizonyos pontossággal érvényes, itt pedig éppen a pontossággal van probléma. LELKESNÉ FELVÁRI Gy. (1982) mérési adatainak átlaga 9,006 Å, egy esetben $\pm 0,002$, egy másikban $\pm 0,005$ Å statisztikus hibával, de alkalmazhatónak a mérési átlagnál 0,009 Å-mel nagyobb 9,015 Å érték látszik. ÁRKAI P. et al. (1978) megfelelő mérési adata 8,995 Å. Ez az érték a LELKESNÉ FELVÁRI Gy. által jóval nagyobb számú (19 db) mintára kapott $\pm 0,005$ Å hibával akár 9,000 Å is lehetne, de ez még mindig mérési és nem korrigált, valószínű érték, amely minden bizonnyal magasabb lenne (ha volna elég adat a meghatározásához). S akkor még nem vettük figyelembe azt a tényt, hogy a hibakorlát értéke a mihályi mérések esetében az adatok kis száma (1 db) következtében teljesen bizonytalan, és azt sem, hogy a LELKESNÉ FELVÁRI Gy. és ÁRKAI P. et al. által valószínűnek vett kőszegi érték (a 9,015 Å) egyetlen, végeredményben véletlen minta mérési adatát (a teljes mintahalmaz maximális értékét) jelenti.

A mérési adatok tehát nem szolgálhatnak érvként a korreláció ellen, sőt éppen ellenkezőleg: inkább a metamorfózis — mérési pontosságon belül — azonos geotermikus gradiensét igazolják. Megjegyezzük, hogy LELKESNÉ FELVÁRI Gy. módszerével a mihályi adatokból akár egy még nagyobb (9,020 Å) értéket is kiválaszthatnánk, ami 'még inkább' közepes geotermikus paleogradienst eredményezne. Ezért ÁRKAI P. et al. (1987) következtetésével ellentétben úgy véljük: a mihályi palákon kapott b_0 -értékek nemhogy nem cáfolják, hanem egyenesen alátámasztják korrelációjukat a kőszegi palákkal, mivel kizárják a variszkuszi metamorfotokra jellemző nagy gradienst. Összehasonlításunk természetesen akkor lenne teljes, ha abba a gráci paleozoikumot is bevonnánk. Erre vonatkozóan azonban még viszonylag új összesítésben (BECKER, L. P. et al. 1987) sem találtunk olyan mérési eredményeket, amelyek a Kisalföldön kapottakkal összevethetők lennének.

Radiometrikus kor

A mihályi palákra ÁRKAI P. és BALOGH Kad. (1989) egy 116 ± 5 és egy 123 ± 5 millió éves (hauseri-barrémi — HAQ, B. U. és VAN EYSINGA, F. W. B. 1987) kort kapott³, azt (az idősebb büki korokkal együtt) 'kevert' — alpi ráhatással módosított variszkuszi — korként értelmezte s a korrelációt a kőszegi palákkal azon az alapon vetette el, hogy azokból csak fiatal (<35 millió év) korokat kaptak. Ez az eszmefuttatás hallgatólágosan azt tételezi fel, hogy ha a mihályi palák a Penninikumba tartoznának, metamorf koruk paleogén lenne, vagyis azt, hogy még ugyanazon paleogén korú metamorfózis hatásterületén voltak, amely a kőszegieket érintette, de olyan magas helyzetű tektonikai egységben (Felső Ausztroalpi) települtek, amelyet ez a metamorfózis már nem érintett. Ha ugyanis ezt a feltételezést elhagyjuk, az érvelés elveszti a logikai alapját: miért lenne a metamorfózis paleogén vagy idősebb kora megkülönböztető kritérium egy olyan területen, ahol a mélyebb helyzetű Penninikumot sem érte második metamorfózis? Maga a feltételezés — ugyancsak hallgatólágosan — arra épül, hogy a mihályi palák még az alpi régióba tartoznak.

³Ebben a büki dolomit-összetételből származó adatok nincsenek benne

A Mihályi-hátság azonban a Keleti-Alpok és a Nyugati-Kárpátok — a Rozália-hegységgel kezdődő és a Kis-Kárpátokkal végződő — átmeneti övében van (1. ábra), s az átmenet egyik igen fontos jellegzetessége az, hogy a Kárpátok felé eltűnik a paleogén metamorfózis, s mindenütt az a középsőkréta korú metamorfózis az utolsó, amelyet az Alpokban gyakran elfed a paleogén átalakulás. Ez pedig felveti azt a lehetőséget, hogy a mihályi palák — a kőszegiektől eltérően — már kívül estek a paleogén metamorfózis hatásterületén, s ezért bennük az a középsőkréta metamorfózis őrződött meg, amely a kőszegiekben csak a bázitok reliktum-ásványaiból rekonstruálható, s ebből a szempontból a mihályi palák már 'kárpáti' képződménynek tekinthetők.

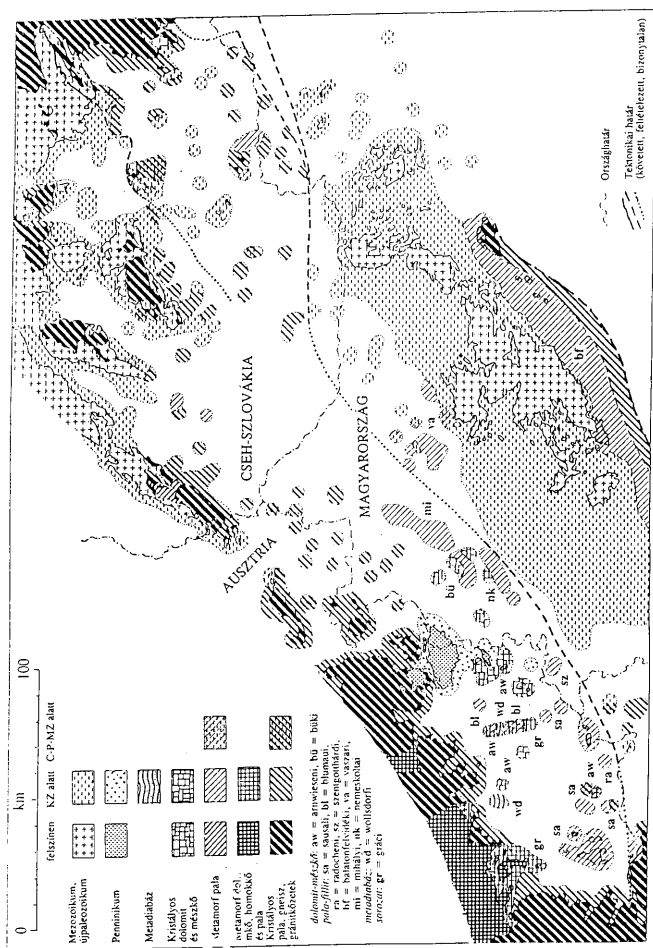
Az a pennini óceáni medence, amelynek anyagából a kőszegi sorozat kőzetei képződtek, már a krétában eltűnt, s a paleogén orogenezis egy másik medence bezáródásával kapcsolatos. Mivel kevésbé valószínű a két medence teljes konformitása, nincs semmi okunk azt feltételezni, hogy a paleogén metamorfózis és a kőszegi sorozat ugyanazon a helyen ér véget. Lehetségesnek tartjuk hogy a Kárpátok felé a paleogén metamorfózis hamarabb tűnik el, mint a kőszegi sorozat, s így az utóbbi szélső tagjai már csak kréta korú metamorfózist szenvedtek. E szélső tagok egyike lehetne a mihályi sorozat, amely így a jura időszakban felhalmozódott mélytengeri üledékekből keletkezett, ugyanúgy és ugyanabban a medencében, mint a kőszegi, de attól eltérően nem szenvedett paleogén korú metamorfózist.

A gráci paleozoikumából csak kisszámú K-Ar koradat áll rendelkezésre, ezek L. P. BECKER et al. (1987) szerint 80 és 180, H. FRITZ és F. NEUBAUER (1990) szerint pedig 80 és 238 millió év közé esnek. Ezen belül a mélyebb tektonikai egységek/takarak kora fiatalabbnak (6 mintából 98—133, 1-ből 80 millió év) látszik a magasabb helyzetű koránál (10 mintából 155—200 millió év, 1—1-ből 121, 138 és 238 millió év), nyilvánvalóan a szelvényben lefelé erősödő alpi behatás következtében (FRITZ, H. és NEUBAUER, F. 1990). Könnyen belátható tehát, hogy a radiometrikus kor a tárgyalat tartományban lényegileg metamorf fokot tükröz.

A radiometrikus korok, következésképpen, egyaránt összeegyeztethetők a mihályi paláknak mind a kőszegi mezozoikummal, mind a gráci paleozoikummal fennálló rokonságával, vagyis nem használhatók fel választáshoz a kettő közül.

Összesítés

A mihályi palákra vonatkozó alapadatok három csoportja közül (1) a litológiai hasonlóság mind a kőszegi mezozoós, mind a sausalai vagy blumaui paleozoós képződményekkel fennáll, (2) a metamorfózis foka közelebb áll a sausalai, mint a blumaui összehozáshoz, s a kőszegi palák esetében talán valamivel nagyobb, de a Penninikum regionális képebe ez a különbség beleilleszthető; a geotermikus paleogradiens a kőszegi palákéval a mérési pontosságon belül azonos, s így a variszkuszi metamorfózis ellen szól, végül (3) a kőszegiektől eltérő radiometrikus korok a Mihályi-hátságnak a Keleti-Alpok és Nyugati-Kárpátok átmenetén elfoglalt helyzetével könnyen magyarázhatók, s a gráci paleozoikumából kapott értékekkel fennálló hasonlóság ellenére nem szolgálhatnak alapul a mezozoós kor kizárásához.



A kárpáti analógia

A mihályi paláktól ÉK-re a számbavehető első szlovákiai fúrások 80–100 km távolságban vannak (4. ábra), ebből következőleg a kiterjedés és kapcsolat ebben az irányban teljesen bizonytalan, de semmiképpen nem vethető el. Elemzésünket ugyanúgy (1) a litológiai hasonlóság, (2) a metamorfózis foka és jellege és (3) a radiometrikus kor alapján folytatjuk le, mint az alpi analógia tárgyalása során. A mihályi metamorfitek esetleges megfelelői a zöldpala fáciesű és alacsonyabb fokú metamorfitek között keresendők. A nyugatkárpáti tektonikai egységek közül a Tatrikum, a Veporikum és a Gemerikum vehető számításba.

Litológia

A Nyugati-Kárpátok mezozoikumába zömmel karbonátközetekből áll. Terrigén összletek az alsó- és felsőtriászban fordulnak elő, azonban uralkodóan homokos kifejlődésűk és tarka színük miatt nem jöhetnek szóba a mihályi palák esetleges analógiaként. Palaösszletek egyrészt a Szlovák-Karszt Meliatai-sorozatában, másrészt a Gemerikum Jaklovcei-összletében vannak, többnyire kovaközetek, néhol bázitok kíséretében (MAHEL, M. 1986); mindkét képződmény talán anchimetamorf.

Az újpaleozoikum uralkodóan durvatörmelékeny, molassz-jellegű, általában kvarcalbit-szericit-klorit szubfáciesű alpi metamorfózissal (VOZÁROVÁ, A. és VOZÁR, J. 1988).

Az ópaleozoikumban uralkodóan fillitből álló sorozat (általában vulkanitokkal és karbonátközetekkel) fordul elő a Kis-Kárpátok Tatrikumában (Pezinoki-, Perneki- és Harmónia-sorozat: PLAŠIENKA, D. et al. 1991 — dolomit nélkül, csak mészkővel, bázitokkal) és a Veporikumban (Janov grúň: MIKO, O. 1981 — karbonátközet nélkül, bázisos-intermedier-savanyú vulkanitokkal); hasonló, de már inkább homokkő túlsúlyával jellemezhető sorozatok vannak a Veporikumban (Predná hoľa: BAJANÍK, Š. et al. 1979) és a Gemerikumban (Gelnici- és Rakoveci-sorozat: GRECULA, P. 1982).

Az esetleges litológiai analógia tehát elsősorban egyes ópaleozoos sorozatokra (Pezinok-Pernek-Harmónia, Janov grúň) korlátozódik. Nem felejtethjük azonban, hogy a mihályi palákat a vepori és gömöri kibúvásoktól elválasztó mintegy 200 km-es távon alig van fúrás, s itt még meglepetések jöhetnek elő a fúrásos kutatás során, pl. előfordulhat a Meliatai-sorozat uralkodóan agyagos kifejlődése is.

5. ábra. A Kisalföld szlovákiai részének és peremvidékeinek metamorf aljzatát feltáró fúrások, O. FUSÁN (1987) nyomán. A fúrások által feltárt képződmények minősítése (3. tábl.): korok - C = karbon, fC = felsőkarbon, mC = metamorf karbon, mfC = metamorf felsőkarbon, MZ = mezozoikum, P = perm, aP = alsóperm, T = triász, aT = alsótriász, kT = középsőtriász, fT = felsőtriász, metamorf közetek - bf = biotitos fillit, bp = biotitpala, f = fillit, gn = gneisz, kp = kristályos pala, mhk = metamorf homokkő, mp = metamorf pala, intruzív közetek - g = gránit, kg = kataklázos gránit, gd = granodiorit, kgd = kataklázos granodiorit, mgd = metagranodiorit, d = diorit, qd = kvarediorit

Fig. 5. Metamorphic basement of the Slovakian part of the Little Plain and surrounding region by wells (after O. FUSÁN 1987).

Metamorfózis

A Nyugati-Kárpátokban, akárcsak a gráci paleozoikum esetében, nem találtunk a mihályi palákra vonatkozóakkal részletességükben összevethető adatokat, s zömmel csak a metamorfózis fokát vehetjük figyelembe.

A Veporikum mezozoós sorozatainak metamorfózisa jórészt a kvarc-albit-szericit-klorit szubfáciesnek felel meg (MAHEL, M. 1986), kb. ugyanilyen valamennyi nyugatkárpáti egység újpaleozoós molasszának alpi metamorfózisa is, K-en néhol még gyengébb (VOZÁROVÁ, A. és VOZÁR, J. 1988).

Az ópaleozoós és esetleges idősebb sorozatokban epi- és mezozónás képződmények egyaránt vannak, s ezeket nemritkán 'kristályos összletek' gyűjtőnévvel illetik. Az alábbiakban csak az epizónás képződményeket érintjük. A kis-kárpáti Tatrikumban kisméretű, kvarc-muszkovit-albit-epidot-biotit, a Veporikumban pedig kvarc-albit-szericit-klorit és kvarc-albit-epidot-biotit szubfáciesű variszkuszi metamorfózison estek át, az alpi metamorfózis is zömmel a kvarc-albit-szericit-klorit szubfáciesnek felel meg (MAHEL, M. 1986). A Gemerikum megfelelő képződményei a zöldpalafácies kvarc-szericit-klorit-albit szubfáciesében vagy még gyengébben metamorfizálódtak (GRECULA, P. 1982).

A metamorfózis fokát tekintve tehát — legalábbis a fentiek alapján — mind ópaleozoós, mind újpaleozoós, sőt a Veporikumban mezozoós sorozatok is korrelálhatók lennének a mihályi palákkal. Mindez azonban a kibúvási területekre vonatkozik, s a lehetőségek pontosítása érdekében célszerű megvizsgálnunk a mélyfúrási adatokat is.

A Kisalföld szlovákiai részének medencealjzatában a (felső)karbonnál idősebb képződményeket összefoglalóan 'kristályos'-nak minősítik és ábrázolják (FUSÁN, O. 1971, 1987). Ezért ahhoz, hogy a mihályi palák korrelációs lehetőségeit megvizsgáljuk, az alapadatokhoz (BIELÝ, A. 1978a-b) kell fordulnunk.

A fúrásokkal feltárt metamorf kőzeteket (5. ábra, 3. tábl.) az alábbi 4 fő csoportba sorolhatjuk: (1) metamorf újpaleozoós és mezozoós üledékek, (2) fillit és egyéb 'metamorf pala', (3) gneisz és 'kristályos pala', (4) gránit, granodiorit és diorit, gyakran kataklázos-milonitos. A továbbiakban ezek medencebeli elterjedését elemezzük, külön-külön a Tatrikumon és Veporikumon belül (4. ábra).

A Tatrikumban gyengén metamorf felsőkarbon homokkő volt a Mo—1 és a ZlMo—1 fúrásban. Filliteket (részben biotittal) a Vágmenti-Inovec DK-i oldaláról (To—1) és DNY-i folytatásából (Se—5, —6, —8, Ab—1) említene. Az utóbbitól Ny-ra gneiszt (Be—1, Sn—1, Tr—1) és kristályos palát (Vi—2) fúrtak meg. Úgy tűnik, a gneisz/fillit határ ÉK—DNY lefutású, az általános szerkezeti irányítottsággal megegyezően. A granitoid kőzetek szélesebb elterjedésűek, s a Kisalföld egész É-i peremvidékén megvannak: a Kis-Kárpátok DK-i oldalán (FGB—1, Gr—1, Vi—2) éppúgy, mint a Vágmenti-Inovec DNY-i csücskén (Hl—2) és a Tribecs DNY-i fele körül (To—13, VeZá—1, Iv—1, —2, Mo—65, —57, —56, —79, —76). Ny-on a Vi—2 fúrásban kristályos pala alatt települnek, míg a Hl—2 fúrás a gneisz-fillit határ közelébe esik. Valószínűnek látszik, hogy inkább a gneisz sorozattal állnak kapcsolatban, mintsem a fillitekkel.

A Veporikumban gyengén metamorf perm és triász homokkő, pala stb. volt a Kisalföld ÉK-i részén (Podh—1, Po—2, —4) és az Ipoly-medencében (SV—8). Részben homokos-agyagos szericit-kloritpalát említene a selmeci KOV—39 és —40 fúrással feltárt alsótriász evaporit-összlet alsó részéről, ezek a kőzetek azonban esetleg már az itt

hasonló kifejlődésű ópaleozoikumba tartoznak. Az itteni perm és triász mintha egyébként is gyengén metamorf lenne, de csak a HDŠ—1 fúrás keuper összletének leírásában használnak metamorf kőzetneveket, ezért csak azt vettük figyelembe. Fillit és 'metamorf pala' egyrészt a Selmeci-hegység (KOV—39, —40, —41, VŠ—1, —5, —8), másrészt az Ipoly-medence Ny-i részének (ŠV—8, Pl—1, PU—1, —2, VV—5) aljzatából ismert. A selmeci kőzetekben biotit is van (VŠ—1), s társaságukban mind gneisz és migmatit (KOV—39), mind kataklázos gránit (VŠ—1) előfordul, így ezek metamorf foka elég magas is lehet. Ugyanakkor az Ipoly-medence kőzeteiből biotitról nincs említés (részletesebb leírások: ŠV—8 — REICHWALDER, P. 1981, VV—5 — KLINEC, A. 1976), s így ezek akár a zöldpala-fácies alacsony hőmérsékletű részébe is tartozhatnak. Gneisz, amfibolit stb. van a Selmeci- (GK—13, KOV—33, VŠ—6) és a Jávoros-hegység (GK—7), továbbá az Ipoly-medence K-i (Bu—1, MV—1, —12, VV—1) és a Kisalföld ÉK-i részének (Ko—2, —3, Šu—1, Du—1) aljzatában. Granitoid kőzetek vannak a Selmeci- (HDŠ—1, KOV—41, —42, VŠ—1, GK—9) és a Jávoros-hegység körzetének (PK—1, P—10, P—5, GK—7, M—110), valamint a Kisalföld ÉK-i részének (Ko—4, Po—2, —3) aljzatában, térben jórészt gneiszek társaságában.

Összesítve megállapíthatjuk, hogy a mihályi palákhoz hasonló kőzetek Nyugat- és Közép-Szlovákia medencealjzatában két körzetben fordulnak elő: egyrészt a Vágmenti-Inovec DNY-i folytatásában (Tatrikum), másrészt az Ipoly-medence Ny-i részén (Veporikum). Az analógia rendkívül bizonytalan, mivel az illető fúrások kőzetanyagáról nem áll rendelkezésre megfelelő részletességű ismertetés. Ugyanakkor az igen ritka fúrási háló miatt nem zárható ki ma még ismeretlen előfordulási terület sem.

Radiometrikus kor

Alpi K-Ar korokat a Tatrikumra vonatkozóan nem találtunk, mennyiségük a Veporikumból is rendkívül korlátozott. A VOZÁROVÁ és J. VOZÁR (1982) említi, hogy az új-paleozoós Revúca sorozatot áttörő gránit kora 88—118 millió év. M. MAHEĽ (1986) szerint a murányi ortogneisz és amfibolit utolsó metamorfózisára 95 és 120, a rimavicai devon gránitéra pedig 97—104 millió évet határoztak meg. HÁMOR G. et al. (1978) a Hont—1 fúrás vepori típusú kristályos palájából 116 ± 4 millió éves kort közölt. BURCHART J. et al. (1987) a veporida kőzetek biotitjára 94 ± 18 millió éves K-Ar izokrónt kapott. A Gemerikum ópaleozoós magmatitjaira meghatározott radiometrikus korok nem lépnek ki a paleozoikumból, fiatalabb korokat csak az ú.n. gömöri gránitból kaptak: az értékek rendkívül szórnak (karbon-felsőkréta), a legfiatalabb 70 millió éves (MAHEĽ, M. 1986). A tektonikai értelemben a Meliatai-sorozattal korrelálható szarvaskői bázitokból és kontaktkőzeteiből kapott K-Ar korok 187 és 83 millió év közé esnek (BALLA Z. 1987), vagyis részben eredeti magmás, de nagyrészt alpi metamorfózis által módosított korokként értelmezhetők és illeszkednek a fentiekhez.

Mindezen értékek egyeztethetőnek látszanak a mihályi palákon kapottakkal és a korreláció lehetőségére mutatnak.

Összesítés

A mihályi palákra vonatkozó alapadatok három csoportja közül (1) a litológiai hasonlóság főleg bizonyos ópaleozoós sorozatokra korlátozódik, de nem zárható ki a Meliatai-sorozat esetleges uralkodóan agyagos kifejlődésével sem, (2) a metamorfózis foka

az ó- és újpaleozoós, valamint a vepori mezozoós sorozatokéhoz hasonló, s a mintegy 200 km-es ismeretességi hézagot figyelembe véve még a Meliata sorozattal való korreláció sem vethető el, (3) a radiometrikus korok konkrét értékei ugyanabba az intervallumba esnek, mint azok, amelyeket a Nyugati-Kárpátok alpi metamorfózison átessett képződményein kaptak.

A kárpáti korreláció lehetősége tehát fennáll, elsősorban ópaleozoós sorozatokkal vagy mezozoós mélyvízi üledékekkel (Meliata, Jaklovce). Konkrétabb adatok hiányában megmaradunk az elvi állásfoglalás szintjén.

Alpi-kárpáti szintézis

A mihályi palák a főbb litológiai jellegeiket tekintve mind a Keleti-Alpok, mind a Nyugati-Kárpátok különféle képződményei közül egyrészt ópaleozoós korú sorozatokkal, másrészt a mezozoós korúak köréből a mélyvízi eredetűekkel korrelálhatóak. A lehetőségeknek ez a széles köre lényegileg megmarad a 'gráci paleozoikum vagy kőszegi mezozoikum' dilemmánál. Ugyanakkor a korreláció minden esetben csak részleges, mivel a mihályi palákban többnyire nincs meg az illető összletek valamely jellemző kőzete (pl. mészkő), vagyis a litológiai jellegek alapján a mihályi palák szigorúan véve egyetlen ismert összlettel sem korrelálhatóak.

A metamorfózis fokával a helyzet talán még rosszabb: nemcsak a számbavehető képződmények köre nagyobb, hanem a korreláció biztonsága is kisebb. Ez a paraméter ugyanis térben egyazon tektonikai egységen belül is nyilvánvalóan változik vagy legalábbis változhat, hiszen az illető képződménnyel lényegileg a betemetődési mélységével kapcsolatos. Minél nagyobb mélységben volt valamely összlet az orogenezis során, annál nagyobb metamorfózist szenvedhetett, és semmiből nem következik, hogy egy konkrét tektonikai egység mindenütt egyazon mélységintervallumban volt.

A Penninikum átalakultsági foka egészében véve nem azért nagyobb az ausztroalpi takarók képződményeinél, mert ez valamilyen specifikus adottsága, hanem azért, mert tektonikailag azok alatt települ és így egészében véve nagyobb mélységben volt a metamorfózis alatt. Az azonban már a konkrét szerkezeti és vastagságviszonyoktól függ, hogy létezett-e avagy sem olyan körzet, ahol a Penninikum kisebb mélységben volt a metamorfózis idején, mint az Ausztroalpi takarórendszer legmélyebb eleme — valahol másutt.

E megfontolások alapján világos, hogy a metamorfózis foka alapján nem dönthetünk arról, hogy a mihályi palák akár az alpi, akár a nyugat-kárpáti ópaleozoós, vagy inkább a pennini mezozoós sorozatokhoz állnak közelebb, hiszen mindegyik zömében a zöldpala fácies alacsony hőmérsékletű szubfáciesében metamorfizálódott, s az eltérések valójában bizonytalanok és jelentéktelenek.

A metamorf kőzetek vizsgálatával rekonstruálható geotermikus paleogradiens már jóval állandóbb és megbízhatóbb paraméter lehetne. Az erre vonatkozó adatainkban a mihályi palák nem különböznek a kőszegiektől (2. tábl.), azonban nem áll rendelkezésre összehasonlítható adat sem a gráci paleozoikumából, sem a nyugat-kárpáti ópaleozoós sorozatokból. Az utóbbiak egy része biztosan átessett a variszkuszzal közel azonos fokú alpi metamorfózison is, kérdéses tehát, hogy melyik gradiens őrződött meg bennük: az eredeti variszkuszi, amely az alpinál határozottan nagyobb, avagy az alpi. Az utóbbi

esetben nem várható szignifikáns eltérés a kőszegitől, azaz választás/döntés így sem lehetséges.

Alp-kárpáti keretben a tárgyalat szempontból lényeges kérdésnek tekinthető a metamorfózis kora: az 'alpi metamorfózis' ugyanis mást jelent az Alpokban és mást a Kárpátokban. Az alpi Penninikumban ez elsősorban paleogén kort jelent, mivel a megelődő kréta időszak metamorfózis gyakran csak reliktumok alapján rekonstruálható. A magasabb helyzetű Ausztróalpi takarók alsó részén a paleogén metamorfózis hatása még szintén biztosan kimutatható (45–70 millió éves K-Ar korok: FRANK, W. et al. 1987b). Bár a magasabb részekből formailag már csak kréta és idősebb korú adatokat kaptak, amelyeket általában kréta korú metamorfózis bizonyítékaként értelmeztek, egyáltalában nem biztos, hogy ez az értelmezés a helyes, s hogy legalábbis részben nem paleogén + idősebb 'kevert' korok azok. A paleogén korú metamorfózis azonban a Kárpátokban teljességgel hiányzik, s ott a kréta korú metamorfózis 'az alpi'.

Az Alpok és a Kárpátok átmeneti övében elhelyezkedő mihályi palák (4. ábra) esetében nem világos, hogy az eddigi kutatók milyen — kréta vagy paleogén korú metamorfózist értettek 'alpi' alatt. Nyilvánvaló azonban, hogy az átmeneti övben a fiatalabb metamorfózis valahol megszűnik, de nincs arra semmiféle közvetlen adat, hol és hogyan történik ez. Lehetségesnek látszik, hogy a mihályi sorozat ugyanúgy a jura időszakban és ugyanabban a medencében felhalmozódott mélytengeri üledékekből keletkezett, mint a kőszegi, de attól eltérően nem szenvedett paleogén korú metamorfózist, s ez ad magyarázatot arra, miért látszik idősebbnek a K-Ar korokban.

Következtetések

A mihályi palák kora — az egyöntetű irodalmi állásfoglalások ('gráci paleozoikum') ellenére — teljességgel bizonytalan. A fentiekben felvázoltuk mindazokat az adatokat és megfontolásokat, amelyek a 'pennini' minősítés lehetősége mellett szólnak, de természetesen nem tekintjük azokat bizonyítéknak. A probléma lényege abban van, hogy egyrészt a mihályi sorozatból nincs egyetlen olyan adat sem, amely közvetlenül bizonyítaná az eredeti üledékek korát, másrészt a rendelkezésre álló közvetett adatok közül a legpontosabbakat (metamorf szubfácies, b_0 rácsparaméter, K-Ar korok) szinte nincs mivel összevetni, mivel a számbavehető képződmények döntő többségének a tanulmányozottsági szintje a mihályinál jóval alacsonyabb. Ezért elemzésünkkel elsősorban arra kívántuk felhívni a figyelmet, hogy megkétszázó a mihályi palák immáron negyedszázada publikációról publikációra vándorló 'gráci paleozoikum' minősítése és hogy a helyes rétegtani minősítés mindmáig a 'bizonytalan helyzetű' lenne.

A bükki dolomit és a szentgotthárdi pala

A Bük—1 fúrás mintegy 200 m vastagságban (9 mag) harántolt dolomitot és dolomitbreccsát. Tőle D és DNy felé egészen 20 km távolságig további 7 fúrás tárt fel hasonló kőzeteket, köztük az Ölbő ÖI—6 még nagyobb (280 m) vastagságban. A Bük—2 mintegy 140 m-es aljzat-harántolásában egy kb. 100 m-es márgás agyagpala (mészfillit) összlet alatt és fölött egyaránt dolomit volt, míg az ÖI—8 és Pecöl Pe—1 rétegsorában dolomit csak a meszes szericitpala (fillit) fölött települt. Ugyanebben a körzetben további négy fúrás csak palát (fillitet) tárt fel, 20–60 m vastagságban. Valószínűleg

látszik tehát, hogy az itteni dolomit szoros kapcsolatban van a palákkal/fillitekkel. Ha a Bük—2 rétegsorában az alsó dolomit megjelenését rátelődésos vagy gyűrődéses ismétlődésre vezetjük vissza, feltételezhetjük, hogy a dolomit rétegtanilag mindenütt a pala/fillit fedőjében van. A térbeli kép mindenképpen bonyolult szerkezetre mutat.

Az egyetlen b_0 -érték (2. táblázat, Ölbő) hasonló a mihályi palákéhoz, míg a K-Ar csillámkorok (140 ± 6 , 149 ± 6 , 178 ± 7 , 180 ± 7 és 203 ± 8 millió év, ÁRKAI P. és BALOGH Kad. 1989) határozottan idősebbek a mihályi palákból kapottaknál.

A büki dolomit térben határozottan elkülönül a mihályi paláktól s korrelálhatónak látszik az arnwiesenivel, s ezen keresztül a gráci paleozoikummal.

Szentgotthárdnál két fúrás tárt fel fillitet, kb. 25 km-re a nemeskoltai és 60 km-re a mihályi területtől. A palásság-menti kalciterek inkább a mihályi palákkal rokonítják ezeket a kőzeteket. Egyetlen mintájuk illit-kristályossága ($b_0 = 9,017 \text{ \AA}$, ÁRKAI P. et al. 1987) azonos a kőszegivel ($b_0 = 9,015 \text{ \AA}$, LELKES-FELVÁRI Gy. 1982), ugyanazon minta K-Ar kora 143 ± 6 millió év (ÁRKAI P. és BALOGH Kad. 1989), idősebb a mihályi palakénál és egyezik a büki sorozat legfiatalabb értékével. A szentgotthárdi fillit valószínűleg a szomszédos sausalai sorozat (I. a mihályi metamorfitek litológiai elemzésénél) folytatásának tekinthető, korrelációja mind a mihályi palákkal, mind a gráci paleozoikummal problematikus.

Zárószó

A Kisalföld gyengén metamorf kőzeteinek öt fő csoportja közül csak a vaszariak rétegtani helyzete biztos: több fúrásban középhegységi típusú perm-mezozoós üledékek települnek felettük. A kőzettanilag igen hasonló nemeskoltai palák korára vonatkozóan ellentmondó adatok vannak (paleozoós K-Ar kor és mezozoós fauna), s helyzetükből következően ezek akár a Rába-vonalat követő diszlokációs öv kitöltését is képezhetik, vagyis közöttük akár különféle eredetű kőzetek is lehetnek.

A mihályi paláknak a gráci paleozoikummal fennálló analógiája nem egyéb, mint munkahipotézis. A litológiai jelleget és a metamorf fokot tekintve a keletalpi képződmények közül valójában a sausalai paleozoikum vagy a kőszegi mezozoikum jöhet szóba, de hasonló korú és összetételű nyugat-kárpáti képződmények sem zárhatók ki (a térben meglehetősen korlátozott elterjedésű büki dolomit az arnwiesenivel látszik korrelálhatónak). A metamorfózisnak megfelelő geotermikus paleogradiens a kőszegi palakével azonos és a variszkuszi összetektétől eltérő, de az adatok kis száma miatt határozott következtetésre nincs lehetőség. A radiometrikus korok lényegileg a metamorfózis fokát tükrözik, s beleillenek a Tauern—Rechnitz gyengülési tendenciába, de éppúgy magyarázhatók a Kárpátok felé fennálló átmenettel is. Lehetséges, hogy egy — nagymennyiségű új elemzéssel kísért — átfogó kőzettani újrvizsgálat az eddigi képbe változásokat hozna; mindenképpen célszerű lenne azt a számbavehető analóg képződmények hasonló részletességű tanulmányozásával egybekötni.

Köszönetnyilvánítás

Hálásan köszönöm LELKESNÉ FELVÁRI Gyöngyi kolléganőmnek, valamint KNAUER József és KOVÁCS Sándor kollégámnak a témakörben adott többszöri beható konzultációt, NEMESI László, NÉMETH Gusztáv, SZEIDOVITZ Győző és TÓTH László kollégámnak pedig az inspirációt az elemzés lefolytatására.

Irodalom — References

- ÁRKAI P. & BALOGH Kad. (1989): The age of metamorphism of the Early Alpine type basement, Little Plain, W-Hungary: K-Ar dating of K-white micas from very low- and low-grade metamorphic rocks. — *Acta Geologica Hungarica* 32/1—2, 131—147.
- ÁRKAI P., HORVÁTH Z. A. & TÓTH M. N. (1987): Regional metamorphism of the East Alpine type Paleozoic basement, Little Plain, W-Hungary: mineral assemblages, illite crystallinity, b_0 and coal rank data. — *Acta Geologica Hungarica* 30/1—2, 153—175.
- BAJANIČ, Š., BIELÝ, A., MIKO, O. & PLANDEROVÁ, E. (1979): O paleozoickom vulkanicko-sedimentárnom komplexe Prednej hole, Nízke Tatry (A Palaeozoic volcano-sedimentary complex of Predná hoľa, Nízke Tatry Mountains). — *Geologické Práce, Správy* 73, 7—28 (in Slovak with English summary).
- BALÁZS E. (1967): A nyugat-kisalföldi medencealjzat ópaleozoós képződményeinek közettani vizsgálata (Petrographic study of Lower Palaeozoic rocks from the basement of the western Little Hungarian Plain). — A kőolaj- és földgázbányászati tudományos-műszaki közleményei II, 304—321 (in Hungarian).
- BALÁZS E. (1971): A Kisalföld medencealjzatának ópaleozoós kőzetei (Altpaläozoische Gesteine des Beckenuntergrundes der Kleinen Ungarischen Tiefebene). — *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1969. évről*, 659—673 (in Hungarian with German summary).
- BALÁZS E. (1975): A kisalföldi medence paleozoós képződményei (Palaeozoic formations of the Little Plain basement). — *Földtani Kutatás* 18/4, 17—25 (in Hungarian).
- BALÁZS E. (1983): Untersuchung der metamorphen Faziesgürtel in Transdanubien. — *Anuarul Institutului de Geologie și Geofizică* 61, 9—14.
- BALLA Z. (1987): A Bükk-hegység mezozoós tektonikája és kapcsolata a Nyugati-Kárpátokkal és a Dinaridákkal (Mesozoic tectonics of the Bükk Mountains, North Hungary, and relations to the West Carpathians and Dinarides). — *Általános Földtani Szemle* 22, 13—54 (in Hungarian with English summary).
- BALLA Z. (1989): A Diósjenői diszlokációs öv újraértékelése (Reinterpretation of the Diósjenő dislocation zone, North Hungary). — *Eötvös Loránd Geofizikai Intézet 1987. Évi Jelentése*, 45—57 (in Hungarian with English summary, pp. 174—175).
- BALLA Z., ERKEL A., KIRÁLY E., SCHÖNVISZKY L., SZALAI I., TABA S., VERÓ L., CSILLAGNÉ TEPLÁNSZKY E., CSONGRÁDI J. & KÖRPÁS L. (1978): A Börzsöny-hegység felépítésének és ércesedésének geofizikai kutatása (Exploration of the Börzsöny Mountains). — *Eötvös Loránd Geofizikai Intézet 1977. Évi Jelentése*, 19—33 (in Hungarian with English summary, pp. 120—121).
- BALOGH K. & KÖRÖSSY L. (1968): Tektonische Karte Ungarns im Maßstabe 1:1.000.000. — *Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae* 12/1—4, 255—268.
- BECKER, L. P., FRANK, W., HÖCK, V., KLEINSCHMIDT, G., NEUBAUER, F., SASSI, F. P. & SCHRAMM, J. M. (1987): Outlines of the pre-Alpine metamorphic events in the Austrian Alps. In: FLÜGEL, H. W., SASSI, F. P., GRECU, P. (eds.): *Pre-Variscan and Variscan events in the Alpine-Mediterranean mountain belts*. — *Mineralia Slovaca Monography*, Alfa, Bratislava, pp. 69—106.
- BIELÝ, A. (1978a): Hlboké vrtý v zakrytých oblastiach vnútorných Západných Karpát (Deep boreholes in buried areas of the Inner West Carpathians), I. — *Regionálna Geológia Západných Karpát* 10, 224 p. (in Slovak).
- BIELÝ, A. (1978b): Hlboké vrtý v zakrytých oblastiach vnútorných Západných Karpát (Deep boreholes in buried areas of the Inner West Carpathians), II. — *Regionálna Geológia Západných Karpát* 11, 1—224 (in Slovak).

- BODZAY I. (1977): Földtani modell neogénnél idősebb képződményeink szénhidrogénkutatási perspektíváinak megítéléséhez (Geological considerations for assessing the hydrocarbon prospects of the pre-Neogene formations in Hungary). — *Általános Földtani Szemle* 10, 113—184 (in Hungarian with English summary).
- BURCHART, J., CAMBEL, B. & KRÁL, J. (1987): Isochron reassessment of K—Ar dating from the West Carpathian crystalline complex. — *Geologický Zborník — Geologica Carpathica* 38/2, 131—170.
- CŠÁSZÁR G., HAAS J. & JOCHÁNE EDÉLÉNYI E. (1978): A Dunántúli-Középhegység bauxitföldtani térképe, a kainozoós képződmények elhagyásával, 1:100.000 (Bauxite-geological map of the Transdanubian Range, Cenozoic deposits omitted, scale 1:100,000). Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- DANK V. & FÜLÖP J. (1990): Magyarország szerkezetföldtani térképe, 1:500.000. Magyarország Földtani Atlasza, 3 (Tectonic map of Hungary, scale 1:500,000, Geological Atlas of Hungary, 3). Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- EBNER, F. (1988): Das Paläozoikum in den RAG-Bohrungen Blumau 1, 1a und Arnwiesen 1 (Oststeirisches Tertiärbecken). — *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt* 131/4, 563—573.
- FLÜGEL, H. W. (1988a): Geologische Karte des prätertiären Untergrundes. In: KRÖLL, A., FLÜGEL, H. W., SEIBERL, W., WEBER, F., WALACH, G., ZYCH, D., (Hrsg.): Erläuterungen zu den Karten über den prätertiären Untergrund des Steirischen Beckens und der Südburgenländischen Schwelle. Geologische Bundesanstalt, Wien, pp. 21—43.
- FLÜGEL, H. W. (1988b): Geologische Karte des prätertiären Untergrundes. In: Geologische Themenkarten der Republik Österreich, Steirisches Becken — Südburgenländische Schwelle, 1:200.000. Geologische Bundesanstalt, Wien.
- FRANK, W., HÖCK, V. & MILLER Ch. (1987a): Metamorphic and tectonic history of the central Tauern Window. In: FLÜGEL, H. W., FAUPL, P. (eds.): Geodynamics of the Eastern Alps. Franz Deuticke, Vienna, pp. 34—54.
- FRANK, W., KRÁLIK, M., SCHARBERT, S. & THÖNI, M. (1987b): Geochronological data from the Eastern Alps. In: FLÜGEL, H. W., FAUPL, P. (eds.): Geodynamics of the Eastern Alps. Franz Deuticke, Vienna, pp. 282—308.
- FRITZ, H. & NEUBAUER, F. (1990): Die Struktur des Grazer Paläozoikum. In: 3. Symposium für Tektonik, Strukturgeologie, Kristallinegeologie im deutschsprachigen Raum. Exkursion 'Grazer Paläozoikum', 23. April 1990. Institut für Geologie und Paläontologie, Karl-Franzens-Universität, Graz, pp. 1—15.
- FUSÁN, O. (1987): Tectonic map of basement of Tertiary in Inner West Carpathians, Scale 1:500.000. Dionýz Štúr Geological Institute, Bratislava.
- FÜLÖP J. (1990): Magyarország geológiája. I. Paleozoikum (Geology of Hungary. I. Palaeozoic). Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 325 p. (in Hungarian).
- FÜLÖP J. & DANK V. (főszerk.) (1986): Magyarország harmadidőszaki képződmények nélküli földtani térképe, 1:500.000. Magyarország Földtani Atlasza, 2 (Geological map of Hungary without Tertiary formations, scale 1:500,000, Geological Atlas of Hungary, 2). Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.
- GRECULA, P. (1982): Gemerikum — segment riftogénhez bázénu Paleotétidy (Gemerikum — segment of the Paleotethydan riftogenous basin). Mineralia Slovaca Monography 2, Alfa, Bratislava, 263 p. (in Slovak with English summary).
- HÁMOR G., BALOGH Kad. & RAVASZNE BARANYAI L. (1978): Az északmagyarországi harmadidőszaki formációk radiometrikus kora (Radiometric age of the Tertiary formations in North Hungary). — *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1976. évről*, 61—76. (in Hungarian with English summary).
- HAQ, B. U. & VAN EYSINGA, F. W. B. (1987): Geological time table. Elsevier, Amsterdam.
- HOBOT J., DUDÁS J., FEJES I., NEMESI L., PÁPA A. & VARGA G. (1987): A Kisalföld regionális, komplex geofizikai kutatása (The regional exploration of the Danube-Rába lowland). — *Eötvös Loránd Geofizikai Intézet 1986. Évi Jelentése*, 20—26 (in Hungarian with English summary, pp. 188—190).
- HÖCK, V. & KOLLER, F. (1989): Magmatic evolution of the Mesozoic ophiolites in Austria. — *Chemical Geology* 77/3—4, 209—227.
- JUHÁSZ Á. (1967): A Kisalföld keleti peremének ópaleozóos képződményei (Lower Palaeozoic sequences of the eastern edge of the Little Hungarian Plain). — *A kőolaj- és földgázbányászat tudománya és műszaki közleményei*, II, 285—293 (in Hungarian).
- JUHÁSZ Á. (1971): Rétegtan, Szilur-devon. In: FRANYÓ F., Magyarázó Magyarország 200.000-es földtani térképsorozatahoz. L—33—VI, Győr (Stratigraphy, Silurian—Devonian. In: FRANYÓ F., Explanatory notes to the series of geological maps of Hungary, scale 1:200,000. L—33—VI, Győr) Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, pp. 21—26 (in Hungarian).

- JUHÁSZ Á. & KÓHÁTI A. (1966): Mezozoós rétegek a Kisalföld medencealjazatában (Mesozoische Schichten im Beckenuntergrund der Kleinen Ungarischen Tiefebene). — *Földtani Közlöny* 96/1, 66—74 (in Hungarian with German summary).
- KÁZMÉR M. (1986): Tectonic units of Hungary: Their boundaries and stratigraphy (A bibliographic guide). — *Annales Universitatis Scientiarum Budapestiensis, sectio Geologica* 26, 45—120.
- KILÉNYI É. & ŠEFARA, J. (eds.) (1989): Pre-Tertiary basement contour map of the Carpathian Basin beneath Austria, Czechoslovakia and Hungary. Scale 1:500,000. Eötvös Loránd Geophysical Institute, Budapest.
- KOLLER, F. & HÖCK, V. (1987): Die mesozoischen Ophiolite der Ostalpen. — *Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft* 132, 61—77.
- KLINEC, A. (1976): Charakteristik křitálnika vo vrtoch MV—1, VV—1, VV—5. *Regionálna Geológia Západných Karpát* 6, 52—53.
- KÓRÓSSY L. (1958): Adatok a Kisalföld mélyföldtanához (Some data concerning the subsurface geology of the Kisalföld, Little Hungarian Basin). — *Földtani Közlöny* 88/3, 291—298 (in Hungarian with English summary).
- KÓRÓSSY L. (1987): A kisalföldi kőolaj- és földgáz kutatás földtani eredményei (Hydrocarbon geology of the Little Plain in Hungary). — *Általános Földtani Szemle* 22, 99—174 (in Hungarian with English summary).
- LELKES-FELVÁRI Gy. (1982): A contribution to the knowledge of the Alpine metamorphism in the Kőszeg-Vashegy area (western Hungary). — *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie. Monatshefte* 1982/5, 297—305.
- MAHEL, M. (1986): Geologická stavba Československých Karpát. 1, Paleoealpínske jednotky (Geology of Czechoslovakian Carpathians. 1, Palaeoalpine units). VEDA, Bratislava, 508 p. (in Slovak).
- MIKO, O. (1981): Staropaleozoický vulkanizmus veporidnej časti Nízkych Tatier (Early Palaeozoic volcanism of the Veporid part of the Nízke Tatry Mts.). In: BAJANÍK, Š., HOVORKA, D. (eds.): Paleovulkanizmus Západných Karpát, Geologický Ústav Dionýza Štúra, Bratislava, pp. 41—47 (in Slovak with English summary).
- PAHR, A. (1980a): Die Fenster von Rechnitz, Bernstein und Möltern. In: OBERHAUSER, R. (ed.): *Der Geologische Aufbau Österreichs*. Springer Verlag, Wien and New York, pp. 320—326.
- PAHR, A. (1980b): Das Rosalien- und Leithagebirge sowie die Hainburger Berge. In: OBERHAUSER, R. (ed.), *Der Geologische Aufbau Österreichs*. Springer Verlag, Wien and New York, pp. 326—331.
- PAHR, A. (1984): Erläuterungen zu Blatt 137 Oberwart, Geologische Karte der Republik Österreich 1:50 000. Geologische Bundesanstalt, Wien, pp. 1—47.
- PLAŠIENKA, D., MICHALÍK, J., KOVÁČ, M., GROSS, P. & PUTIŠ, M. (1991): Paleotectonic evolution of the Malé Karpaty Mts. — An overview. — *Geologica Carpathica* 42/4, 195—208.
- REICHWALDER, P. (1981): Litologicko-petrografické charakteristik křitálnika, 932.0—1203.4 m (Lithologic and petrographic features of crystalline rocks, 932.0—1203.4 m). — *Regionálna Geológia Západných Karpát* 14, pp. 44—52 (in Slovak).
- SCHEFFER V. (1962): A Kárpát-medencék néhány regionális geofizikai problémájáról (Über einige regional-geophysikalische Probleme der Karpatenbecken). — *Geofizikai Közlemények* 11/1—4, 101—118. (In Hungarian with German summary).
- SCHEFFER V. & KÁNTÁS K. (1949): A Dunántúl regionális geofizikája (Die regionale Geophysik Transdanubiens). — *Földtani Közlöny* 79/9—12, 327—360 (in Hungarian with German summary).
- SCHÖNLAUB, H. P. (1980): Das Grazer Paläozoikum. Remschnigg und Sausal. In: OBERHAUSER, R. (ed.): *Der Geologische Aufbau Österreichs*. Springer Verlag, Wien and New York, pp. 397—403.
- VARRÓK K. (1963): Földtani vizsgálatok a Kőszegi-hegységben (Examens géologiques dans la montagne Kőszeg). — *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1960. évről*, 7—20 (in Hungarian with French summary).
- VOZÁROVÁ, A. & VOZÁR, J. (1988): Late Paleozoic in West Carpathians. Geologický Ústav Dionýza Štúra, Bratislava, pp. 1—314.

1. táblázat. A Stájer-medence és a Dél-Burgenlandi-küszöb aljzatát feltáró fúrások és képződményeik, H. W. FLÜGEL (1988a) nyomán, egyszerűsítésekkel

Table 1. Subsurface formations in the Styrian basin and South Burgenland ridge (after H. W. FLÜGEL, 1988a, simplified).

F ú r á s				K é p z ő d m é n y			
helye és jele			éve	fedő	fekü	kőzetek	összlet
Ar	1	Arnwiesen	1984	+8 -60 -148 -230	-60 -148 -230 -603	flaser-mészkö fekete karbonátos agyagpala világos mészkö és mészpala szürke dolomit (mészkö)	devon? arnwieseni arnwieseni
Ba	K1	Bachselten	1947	-307	-310	dolomit	arnwieseni
Bi	1	Binderberg	1972	-1333	-1470	fillit	sausali
Bl	1	Blumau	1979	-1441	-1634	foltos zöldpala- loritpala (mészkö)	wollsdorfi
Bl	1a	Blumau	1979	-2390 -2445 -2489 -2688 -2688 -2721	-2445 -2489 -2688 -2721 -2772	breccsás dolomit kvarcsavos fillit, alatta fillites agyagpala karboná- tos kvarchomokkő szürke dolomit (a- gyagpala, fillit, dolomithomokkő) tömeges mészkö fillit, mészfillit	arnwieseni blumaui blumaui blumaui blumaui
BTTh	B3	Bad Tatz- mannsdorf Thermal	--	+166	+123	zöldpala	pennini
CFE	17	Harmisch	1948	+121	-26	dolomit, kvarceres	?
CFG	1		1948	-75	-76	dolomit	arnwieseni
CFK	1		--	+100	--	--	pennini
CFW	2		--	+122	--	--	pennini
Ed	1	Edlitz	1948	-402	-405	mészkö	?
FüTh	1	Fürsten- feld Thermal	--	-2481 -2820	-2820 -2880	dolomit, dolomitos homokkő mészkö, mészfillit, fillit	arnwieseni blumaui
Gü	1	Güssing	1982	-244	-321	kloritpala	pennini
Ha	1	Hartberg	1961	+135	+141	gneisz	kristályos
Je	1	Jenners- dorf	1983	-1453	-1532	fillit (kvarc- clen- csék) mészfillit	sausali

1. táblázat (1. folytatás)

F ú r á s				K é p z ő d m é n y			
helye és jele			éve	fedő	fekü	kőzetek	összet
Kr	1	Krotten- dorf	--	+139	--	--	kristályos
Li	1	Litzels- dorf	1977	-1971	-2161	karbonátos agyag- pala, grafitfillit	blumaui
Lu	1	Ludersdorf	1982	-407	-778	zöldpala-klorit- pala, zöldpala- breccsa (mészkö)	wollsdorfi
Mh	1	Minihof	1981	+307	+430	biotitgneisz	kristályos
Mi	K1	Mischen- dorf	1948	-12	-26	dolomit	arnwieseni
Pe	1	Perbers- dorf	1953	-1214	-1221	fillitpala	sausali
Pi	1	Pichla	1978	-1439 -1534	-1534 -1556	fillit gránátszillám- pala, amfibolit	sausali kristályos
Pir	1	Pirka	--	+114	--	--	gráci PZ
Pu	2	Puntigam	--	+99	--	--	gráci PZ
R	4		--	+104	--	--	pennini
R	5		--	+179	--	--	pennini
Ra	1	Radochen	1981	+66	-753	sötét csillámos agyagpala (homo- kos mészkö), kvarclencsés pala	radocheni
RaTh		Radkers- burg Thermal	1978	-1580 -1647 -1677	-1647 -1677 -1722	mészkö, dolomit vörös homokkö, pala pala-grafitfillit	triász perm karbon?
SB	01		--	+22	--	--	arnwieseni
SB	03		--	+139	--	--	pennini
SNi	1	St. Ni- kolai	1978	-917	-970	grafitfillit, sötét fillit	sausali
SNi	2	St. Ni- kolai	1985	-968	-1030	szericit-kvarcfil- lit, kvarclencsék	sausali
Sö	1	Söding	--	-379	--	--	kristályos
SPe	1	St. Peter	1978	-512 -624	-624 -672	grafitkvartc, grafitfillit sávós (meszes) dolomit, alatta flaser-dolomit	sausali ?

1. táblázat (2. folytatás)

F ú r á s				K é p z ő d m é n y			
helye és jele			éve	fedő	fekü	kőzetek	összlet
Un	1	Unter-tiefenbach	1973	+167	+141	pegmatitgneisz, biotitgneisz	kristályos
Üb	1	Übersbach	1959	-2365	-2423	mészkö	gráci PZ
Wi	1	Wiersdorf	1978	-1507 -1523	-1523 -1657	fillit gránát-disztén-plagioklászgneisz	sausali kristályos
Wk	1	Walkersdorf	1974	-1799	-1853	dolomitbreccsa	arnwieseni
Wo	1	Wollsdorf	1983	-202	-433	karbonátos zöldpala-kloritfillit	wollsdorfi
Wt	1	Waltersdorf	1975	-783 -928 -1203 -1207 -1221	-928 -1203 -1207 -1221 -1240	sötét dolomit, meszes dolomit sötét fillit, agyagpala, tufitpala (mészfillit, dolomitos mészkö) fehér márvány gránitgneisz albit-epidot-amfibolit	arnwieseni blumaui kristályos kristályos kristályos
J u g o s z l á v i a i f ú r á s o k							
Da	1	Dankovci	--	-1770		mikrites mészkö, alatta fekete agyagpala talp: kvarc-kloritpala	mezozoos? ?
Ma	2	Martijanci	--	-1187	--	amfibolit, gneisz	kristályos
MS	1	Murska Sobota	--	-790	--	--	kristályos
MS	4	Murska Sobota	--	-1026	--	kvarc-szericit-kloritpala, amfibolit, gneisz	kristályos
Pa	1	Panovci	--	-2237		homokos-palás mészkö, mészpala, alatta agyagos-márgás kovás pala	mezozoos?
St	1	Strukovci	--	-1451	--	--	kristályos

Zárójelben - közbetelepülések és alárendelt közetváltozatok
Fedő- és fekümlés - tsza m
indexelés - a szerzőtől

2. táblázat. A mihályi-ölbő és a kőszegi-vashegyi fillitek b_0 rácsparamétereinek összevetése
 Table 2. Comparison of b_0 lattice parameters of the Mihályi, Ölbő, and Kőszeg-Vashegy phyllites/

	Árkai P. et al. (1987) (169. o.)		Lelkes-Felvári Gy. (1982) (2. tábl.)	
	Mihályi	Ölbő	Kőszeg	Vashegy
F	(1) 8.995			(14) 9.006 (0.002)
F				(19) 9.006 (0.005)
MF	(4) 8.986	(1) 8.995	(24) 8.999 (0.009)	
PMF	(5) 8.993 (0.009)		(26) 8.992 (0.005)	(50) 8.992 (0.005)

F - fillit (mészmentes/karbonátmentes és paragonitmentes)

MF - mészfilit/karbonátfillit (paragonitmentes)

PMF - paragonitos mészfilit/karbonátfillit

3. táblázat. A Kisalföld szlovákiai részének és peremvidékeinek metamorf aljátát feltáró fúrások és képződményeik, A. BIELÝ (1978a-b) nyomán, egyszerűsítésekkel

Table 3. Subsurface formations in boreholes in the Slovakian part of the Little Plain and surrounding areas (after A. BIELÝ, 1978a, b, simplified).

F ú r á s				K é p z ő d m é n y			
jele		helye	éve	fedő	fekü	anyag	összlet
Ab	1	Abrahám	1963	-2117	-2129	szericitfillit (grafitos fillit, kvarc)	Harmónia
Be	1	Berno-lákovo	1956	-1662	-1664	kétcsillámú gneisz	tatrikum
Bu	1	Bušince	1954	-598	-630	biotit-szericitparagneisz	veporikum
D	3	--	--	+231	--	--	paleozoos
Du	1	Dubník	1968	-2453	-2667	kétcsillámú paragneisz, alatta amfibolit, zöldpala	veporikum
FGB	1	Chorvátsky Grob	--	-1063	-1097	kétcsillámú granodiorit	tatrikum
GK	7	Stará Huta	1969	-668 -717	-717 -743	gránit (migmatit), amfibolit dioritporfír	veporikum miocén
GK	9	Rudno nad Hronom	1972	-769 -944 -1067 -1206 -1215 -1215	-944 -1067 -1206 -1215 -1607	agyagos-szericites és szericites-homokos pala, homokkő sötét agyagos-szericites és agyagos-homokos-grafitos pala, homokkő dolomit (sötét mészkő), homokos pala kataklázos gránit, fillonit granodiorit-kv.diorit	perm f.karbon? k.triász kristályos neogén
GK	13	Nová Baňa	1972	-358 -626 -626 -855 -1388 -1560 -1583	-626 -855 -1388 -1560 -1583 -1755	agyagos-szericites-homokos pala, homokkő, melafir, alapkonglom. szericites-agyagos-homokos pala, homokkő tarka agyagos-homokos pala (homokkő, dolom.) szürke dolomit dolomitos mészkő, meszes dolomit paragneisz- és amfibolit-diafiorit	a(?) .perm f.karbon f.triász ladini anizuszi kristályos
Gr	1	Grob	1969	-1141	-1194	kétcsillámú granodiorit és gránit	tatrikum

3. táblázat (1. folytatás)

F ú r á s				K é p z ő d m é n y			
jele		helye	éve	fedő	fekü	anyag	összlet
HDŠ	1	Repište	1969	+267 -183	 -183 -499	dolomit (agyagpala), zöldpala-kloritfillit (dolomit), dácit, dolomit (zöldpala), zöldpala (homokkő), dolomit (agyagpala) gránit	f.triász variszk.
HGB	1	--	--	-1127	--	--	paleozoos
Hl	2	Hloho- vec	1959	+23	-17	biotitos granodiorit	tatrikum
Iv	1	Ivánka	1971	-2189	-2236	kataklázos (?) gránit	
Iv	2	Ivánka	1972	-1912	-1984	kataklázos (?) gránit	
Ko	2	Kolá- rovo	1964	-2939	-3024	gránátos muszkovitpala	veporikum
Ko	3	Kolá- rovo	1966	-2580	-2725	kétcsillámú gneisz	veporikum
Ko	4	Kolá- rovo	1969	-2531	-2556	kétcsillámú gránit	
KOV	33	Štiav- nické Bane	1966	+221 +220 +155 +50 -190	+220 +155 +50 -190 -293	mészkőbreccsa flisoid homokos-agya- gos-márgás pala (ar- kózás homokkőcsíkok), gyűrt dácit migmatit, migmatitos amfibolitgneisz, amfibolit granodiorit	a.triász kampili miocén veporikum miocén
KOV	39	Štiav- nické Bane	1966	+95 +82 -283 -344 -568	+82 -283 -344 -568 -663	szürke dol. mészkő márgás-agyagos-szeri- cites pala (kvarcho- mokkő, dolomitos és márgás mészkő, anhid- rit), homokkő, alján: agyagos-homokos pala, agyagos szericit-klo- ritfillit dácit kvarc-szericit-klorit- pala, kontaktpala, sőt t gneisz, migmatit granodiorit	k.triász a.triász miocén veporikum miocén

3. táblázat (2. folytatás)

F ú r á s				K é p z ő d m é n y			
jele		helye	éve	fedő	fekü	anyag	összlet
KOV	42	Banská Štiavnica - Káľvária	1969	-630 -735 -779	-735 -779 -933	agyagos-homokos-márgás pala, kovás-meszes homokkő (kontakt- metamorf mészkő andezit katakl. granodiorit	a.triász miocén kristályos
M	110	Červený ňany	1963			granodiorit	veporikum
Mo	1	Mojmí- rovce	1969	-1455 -1555	-1555 -1960	vörös arkózás homokkő gyengén metam. homokkő	perm karbon?
Mo	56	Mojmí- rovce	1971	-201	-211	gránit	tatrikum
Mo	57	Mojmí- rovce	1971	-67	-69	gránit	tatrikum
Mo	65	Mojmí- rovce	1971	-301	-314	gránit	tatrikum
Mo	76	Mojmí- rovce	1972	-77	-82	gránit	tatrikum
Mo	79	Mojmí- rovce	1972	-134	-170	gránit	tatrikum
MV	1	Dolné Plachtince	1960	-243	-267	klorit-muszkovit- gneisz (amfibolit)	veporikum
MV	12	Ková- čovce	1969	-405	-949	kvarcit, kvarcitpala, gneisz, amfibolit	veporikum
OČ	1	--	--	-183	--	--	k.paleoz.
P	5	Očová	1962	+301 +271	+271 +215	arkóza metagranodiorit, diorit	perm variszk.
P	10	Liesko- vec	1962	+274	+221	granodiorit	variszk.
PK	1	Ková- čová	1964	-446	-486	granodiorit-kv.diorit	variszk.
Pl	1	Pláš- ťovce	1959	-99	-123	kristályos pala	veporikum
Po	2	Pozba	1962	-870 -1143 -1143 -1252	-1143 -1252 -1459	sötét dolomit, alatta kristályos mészkő rózsásbarna kvarcit porfiros gránit	k.triász a.triász veporikum

3. táblázat (3. folytatás)

F ú r á s				K é p z ő d m é n y			
jele		helye	éve	fedő	fekü	anyag	összlet
Po	3	Pozba	1963	-1325	-1437	biotitos granodiorit-diorit	veporikum
Po	4	Pozba	1965	-734 -1071	-1071 -1114	dolomit (fekete agyaggpala) szericit-muszkovit-karbonátos metakvarcit	triász a.triász?
Podh	1	Podháj-ska	1978	-1078 -1453 -1603	-1453 -1603 -1763	meszes dolomit rózsásbarna kvarcit metamorf homokkő	k.triász a.triász kristályos
PU	1	Plášťovce	1959	+127	+111	fillit (kvarcit)	veporikum
PU	2	Plášťovce	1959	+141	+123	fillit	veporikum
Se	5	Sereď	1964	-1204	-1622	kvarc-biotitfillit, sötét fillit	Harmónia?
Se	6	Sereď	1964	-1204	-1254	fillit, kvarcfillit	Harmónia?
Se	8	Sereď	1964	-1220	-1270	sötét fillit	Harmónia?
Sn	1	Senec	1957	-2415	-2454	kétcsillámú gneisz	tatrikum
Šu	1	Šuraň	1961	-2577	-2687	muszkovit-klorit- és klorit-muszkovitpala	veporikum
Šv	8	Dolné Seme-rovce	1966	-387 -533 -777	 -533 -777 -1048	szürke palás homokkő, tarka szericitfillit-pala (kongl.), alatta kovás konglomerátum szürke szericitfillit-pala, palás homokkő, homokos fillit szericit- és szericit-klorit-fillit, epidot- amfibolit, kvarcit, szericités kvarc-fillit, szericités-grafitos-karbonátos fillit	a.triász perm veporikum
To	1	Topoľčany	1964	+4 -32	-32 -57	homokos mészkő, meszes homokkő biotitos fillit	mezozoikum tatrikum
To	13	Topoľčany	1965	-128 -171	-171 -181	kvarchomokkő diorit	a.triász ?
Tr	1	Trnava	1943	-812	-827	biotitos és kétcsillámú gneisz	tatrikum
Vi	2	Vištuk	1963	-2080	-2142	biotitpala, alatta granodiorit	tatrikum

3. táblázat (4. folytatás)

F ú r á s				K é p z ő d m é n y			
jele		helye	éve	fedő	fekü	anyag	összlet
VŠ	1	Banská Štiavnica	1967	-61 -343	-343 -442	szericit-kloritpala, biotitpala, kataklázos gránit granodiorit	veporikum miocén
VŠ	5	Banská Štiavnica	1968	+101 -45 -60 -218	-45 -60 -218 -239	márgás-agyagos-homokos pala (mészsző, dolomit mészsző) granodiorit szericit-kloritpala kvarclencsékkel (zöldpala) granodiorit	a.triász miocén kristályos miocén
VŠ	6	Štiavnické Bane	1967	+38 -188	-188 -266	szericit-kloritpala (szillimanit, andaluzit, biotit) granodiorit	veporikum miocén
VŠ	8	Banská Štiavnica	1968	-70 -305 -389	-305 -389 -422	szericit-kloritpala kvarclencsékkel dácit granodiorit	kristályos miocén miocén
VV	1	Šelany	1961	-115	-157	gránátos biotit- és muszkovit-biotitparagneisz, csillámpala, gránát- és gránát-biotitamfibolit	veporikum
VV	5	Ipeľské Predmestie	1962	-55	-116	szericites-kloritos fillit és pala	veporikum
VeZá	1	Veľké Zálužie	1963	-1889	-1984	biotitgránit-granodiorit	tatrikum
ZlMo	1	Zlaté Moravce	1969	-1455 -1555	-1555 -1960	vörös arkózás homokkő gyengén metam. homokkő	perm? f.karbon?

Zárójelben - közbetelepülések és alárendelt közetváltozatok

Fedő- és feküméltség - tsza. m (számított)

A helynevek rövidítésével kapott fúrásjeleket a Szerző egészítette ki
A D 3, HGB 1 és OČ 1 fúrás adatai: KILÉNYI, É. - ŠEFARA, J. (1989) térképéről

Könyvkritika

SZAKÁLL Sándor & GATTER István (1993): *Magyarországi ásványfajok*. Fair System Kft., Miskolc, 211 oldal, 40 színes fényképtábla, 80 ábra. ISBN 963 04 2911 X

A 240 színes képet tartalmazó könyv 1993 tavaszán a Miskolci Ásványbörze alkalmából jelent meg.

Legfőbb erénye, hogy végre van.

Végre megjelent egy olyan, korszerű összefoglalást adó mű a hazai ásványelőfordulásokról, amely tartalmazza Magyarországon jelenlegi ismereteink szerinti ásványfajait, korszerű genetikai és rendszertani hovatartozásukkal együtt.

Ne kérje senki számon ennek az ismertetőnek a szerzőjétől a szigorú szakmai bírálatot — erre a szakmai beszélgetéseink, vitáink adtak már eddig is elegendő alkalmat, és remélem a könyv következő kiadásában a szerzők ezeknek kijavítására, módosítására találnak majd lehetőséget. Ebben az ismertetőben szeretném kiemelni azokat az érdemeket, melyek alátámasztják azt a nézetemet, hogy rendkívüli jelentősége van minden — a természettudomány bármely területéről származó — műnek, amely a szakembereknek és az egyszerű olvasóközönségnek egyaránt tud új ismereteket nyújtani, azaz kielégíti a tudományos ismeretbővítés és az ismeretterjesztés követelményeit is. Ennek a műnek a legnagyobb jelentősége abban rejlik, hogy a későbbi kiadásaiiban szinte minden olvasójának megnyílik a lehetősége arra, hogy a maga tapasztalataival kiegészíthesse.

A könyv három részre tagozódik. Első, legrövidebb fejezetében a magyarországi topografikus ásványtan történetét foglalja össze rendkívül tömören.

Második fejezetének első részében — gondolom, főleg a gyűjtők számára — áttekintést nyújt az ásványgenetika alapjairól. A fejezet második felében a szerzők rövid leírást adnak — genetikai és területi csoportosításban — a magyarországi ásványegyüttesekről. Ez fontos a szakemberek számára is, hogy egy adott lelőhelyen általuk talált ásvány vajon új-e,

hazánkban eddig még le nem írt, de nélkülözhetetlen a gyűjtőknek abban a vonatkozásban, hogy a különféle lelőhelyeken milyen ásványfajokra számíthatnak a gyűjtőútjaik alkalmából. Sőt, mint ahogy ez a szerzőpáros bevezetőjéből is nyilvánvalóan kitűnt, számos olyan gyűjtőről emlékeznek meg név szerint is, akik áldozatos, néha sziszifuszi munkájukkal hozzájárultak a könyv topografikus anyagának az összeállításához azzal, hogy gyűjtésüket vagy annak egy részét tudományos vizsgálatokra áttengedték. Így vált lehetővé, hogy a szerzők már 366 ásványfajt ismertetettek könyvükben abból a mintegy 3500 ásványfajt tartalmazó gyönyörű világból, melyből a szép fotók segítségével egy kicsiny szeletet azok is láthatnak, akiknek nem volt módjuk arra, hogy a természet e csodálatos világával személyesen megismerkedjenek.

A könyv legnagyobb (III.) fejezete tartalmazza a hazai ásványfajok leírását H. STRUNZ rendszerezése alapján. (Itt szerintem helyesebb lett volna a magyar szokásoknak megfelelő, geokémiai és genetikai szempontokat is figyelembevevő osztálysorrendet — a halogénideket a szerves ásványok elé téve — megtartani.) Ebben a fejezetben szerepelnek az egyes ásványfajok, megjelenésüket tekintve elég szűkszavúan, valamint az eddig ismert hazai lelőhelyek.

Úgy érzem, ennek a fejezetnek a bővítésére nyílik leginkább lehetőség mind a szakemberek — mineralógusok —, mind az amatőrök — a lelkes gyűjtők — részéről, mert a leírások itt-ott hiányosak, sok ásványfajnál nem tartalmaznak méretjelölést, pedig ez esetenként nélkülözhetetlen. Valamennyiünk együttes segítségével azonban a lelőhelyek száma is szaporodhat a következő kiadásban.

Különösen figyelniébe ajánlom ezt az ismeretterjesztőként is nagy sikerre számító

tudományos művet szakembereinknek abból a szempontból, hogy meggyőződjenek arról, hogy szakmai közéletünk mennyire le van maradva a nemzetközi előírásoktól. Nem véletlenül köztették a szerzők az I. sz. függeléket. Ebben ugyanis szerzőink magyarázzák, hogy miért maradtak ki nevezéktani okokból bizonyos ásványok a könyvből — ugyanis az IMA (a Nemzetközi Ásványtani Egyesülés) egy sor, hazánkban még használt ásványfaj nevet megszüntetett, vagy megváltoztatott. Sajnos, sok olyan változatnév és csoportnév használatos egyes ásványfajok jelölésére hazánkban, amely a nemzetközi előírások alapján jelenleg nem érvényes. Ismeretes, hogy pl. az olivin, apatit, amfibol, piroxén, turmalin stb. nevek ma már csoportokat jelölnek és nem ásványfajokat, ugyanakkor használatos szaknyelvünkben sok olyan, ásványfajra alkalmazott elnevezés, mely

ma csak változat elnevezésére szolgál, mint pl. ametiszt, jáspis, marmatit, szferosziderit, szideroplezit, zafir, stb.

Összefoglalásul: jó szívvel ajánlom ezt a könyvet mindazoknak, akik szakemberként publikációikban ásványleírásokat is megadnak vagy maguk is kutatnak ásványokat, ill. ásványtársulásokat, vagyis valamilyen módon kapcsolatba kerülnek az ásványokkal, valamint azoknak a lelkes amatőröknek, akik részt vállalnak abban a fáradságos tevékenységben, amellyel bővíthetik az ásványvilág magyarországi megismerését, és kiegészíthetik, bővíthetik ennek a könyvnek vagy hasonló műveknek a következő kiadásait. Bízást reméljük hogy ezt egyre gyakrabban követik hasonló kiadványok.

BOGNÁR László

VITÁLIS György (1993): *Böckh János és Böckh Hugó szerepe a magyar geológiában*. A Magyar Állami Földtani Intézet alkalmi kiadványa, Budapest. 70 oldal, 31 ábra. ISBN 963 671 1542

A BÖCKH család anyagi támogatásával készült könyvecske az 1991. augusztus 31-én, Budapesten tartott családi találkozó alkalmával a MÁFI-ban német nyelven elhangzott méltatást tartalmazza magyar, német és angol nyelven. Gondosan összeállított fényképek és irodalomjegyzék egészítik ki a két jeles magyar geológus, a MÁFI volt igazgatói, életének és munkásságának emelkedett hangvételű ismertetését, amely mint olvasmány is rendkívül élvezetes.

A veretes nyelvezetű német szövegből (HONTVÁRI Ottó fordítása) csak néhány technikai apróságot kifogásolok. A cím jobb lett volna így: „Die Rolle von János BÖCKH ...” Fűnfkirchenről nincs megemlítve, hogy az Pécs, a „Geologische Mitteilungen”-ról, hogy az nem más, mint a Földtani Közlemény. Viszont Selmecbánya és Körmöcbánya német neve, Schemnitz, illetve Kremnitz, nem szerepel.

Az angol fordítás Kiss Árpád munkája. Kár, hogy az egyébként igen színvonalas szövegben néhány értelemzavaró sajtóhiba maradt: „Ministry of Sciences” Ministry of Finances helyett (Tudományos Minisztérium nem volt és ma sincs hazánkban); „investigations of the hydrocarbon investigations” — helyesen: „results of the hydrocarbon investigations”: „szénhidrogén-vizsgálatok vizsgálatai” a „szénhidrogén-vizsgálatok eredményei” helyett. Vitatható az a megoldás, hogy az angol szövegben a dolgozat-címek jórészt (de nem következetesen) német nyelvű változatban szerepelnek, angol címfordítás nélkül. Apróság: az Eötvös-ingát az angol nyelvterületen „torsion balance” (torziós mérleg), nem pedig „torsion pendulum” (torziós inga) néven ismerik.

DUDICH Endre

Mesozoic Brachiopods of Alpine Europe:

Essay review

Michael SANDY¹

PÁLFY, József & VÖRÖS, Attila (eds.) (1993): *Mesozoic Brachiopods of Alpine Europe*. Proceedings of the Regional Field Symposium on Mesozoic Brachiopods, Vörösbérény, Hungary, 6–11 September, 1992. Hungarian Geological Society, Budapest, 187 p. ISBN 963 8221 14 3.

Available from: Hungarian Geological Society, H–1027 Budapest, Fő u. 68., Hungary. \$25.00 + \$4.00 shipping and handling for first copy, \$2.00 for each additional copy.

"Mesozoic Brachiopods of Alpine Europe" comprises 21 papers arranged in alphabetical order by author, with, in addition, a foreword by Attila VÖRÖS, a farewell to the late Derek AGER by Miguel MANCEÑO and a preface by Derek AGER. The papers represent the proceedings of a symposium held in September 1992. The Regional Field Symposium provided a forum for recent brachiopod research; an alternative to recent and planned non-European based International Brachiopod Congresses (1990 New Zealand, 1995 Canada) for East-Central European palaeontologists; in addition the symposium honoured Derek AGER, the Honorary Chairman of the symposium. AGER had been influential in the careers of many present at the meeting. These are reasons enough to justify the symposium. VÖRÖS points out that the contributions encompass the Alpine mountain ranges although some of the papers extend beyond the "European" of the volume title. Papers deal with a number of aspects of brachiopod studies including basic taxonomy and shell structure, palaeobiogeography, palaeoenvironments, palaeoecology and evolution. A number of works appear for the first time in English. This certainly is useful and helps the current reviewer!

In the first paper AGER adds the habitat of seamounts into the framework of his classic 1965 paper which dealt with the environmental distribution of Mesozoic brachiopods. The addition of seamounts is put forward to explain the disjunct distributions of a number of brachiopods. In relation to the discussion of the Cretaceous rhynchonellid *Peregrinella* it is not clear to me if Châtillon-en-Diois in southern France is therefore considered an obducted seamount. The *Peregrinella*-bearing beds at Rottier, southern France, have been fairly recently interpreted as possible hydrothermal deposits (LEMOINE et al. 1982). Certainly a number of brachiopods with disjunct distributions and "unusual" palaeoecology could be reasonably interpreted as associated with chemosynthetic cold seep communities. Such an interpretation has been made for *Peregrinella* and "*Rhynchonella*" *schucherti* (Late Jurassic) in California, (CAMPBELL et al., 1993; SANDY and CAMPBELL, in press). Palaeozoic and Mesozoic cold seep communities with brachiopods associated are probably fairly well represented in the fossil record by the occurrences of some enigmatic taxa. Cold seep environments could be considered an addition to AGER's (1965 and Mesozoic Brachiopods of Alpine Europe) list of habitats, occurring in a

¹Department of Geology, University of Dayton, Dayton, Ohio 45469-2364, U.S.A.

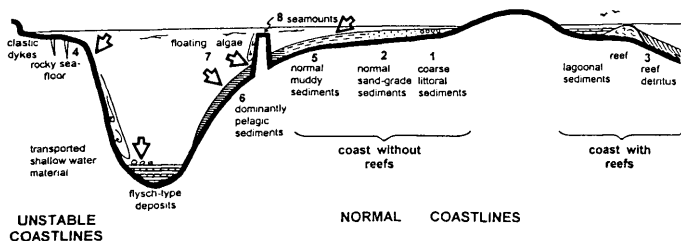


Fig. 1. The different habitats of Mesozoic brachiopods modified from AGER (in Mesozoic Brachiopods of Alpine Europe, his Text-fig. 1) to include cold seep chemosynthetic communities (i.e. non-hydrothermal vent). Arrows are used to indicate schematically some likely locations of cold seep communities in the Mesozoic. Modern cold seep communities have been identified in a range of marine environments and tectonic settings (e.g., subduction zones in active continental margins, brine seeps in passive margins, petroleum seeps in active and passive margins and submarine fans, references in CALLENDER et al., 1992) from depths between 75 to 3,850 m in several oceans (references in BEAUCHAMP et al., 1989; VON BITTNER et al., 1992). Brachiopods have not yet been identified as components of modern chemosynthetic communities. High-temperature hydrothermal vents, not under consideration, occur on oceanic rises.

range of marine/tectonic settings (Fig. 1). These communities can be very localised in area, representing an overprint or addition to more extensive environments. Younger (Cenozoic-Recent) chemosynthetic communities with which brachiopods are associated await discovery.

Two papers deal specifically with brachiopods from Romania. JORDAN reviews the stratigraphical distribution of Triassic brachiopods, noting that Spathian brachiopods from North Dobrogea have Himalayan affinities (but this may be the result of a lack of knowledge of such faunas, cf. DAGYS, 1993), while Middle to Late Triassic assemblages are very similar to the Alpine-Carpathian subprovince of Tethys. The paper is illustrated with three plates of brachiopods. The Jurassic brachiopods of Romania are listed by GEORGESCU and their paleobiogeography briefly discussed. The typically Norian-Rhaetian terebratulid brachiopod *Rhaetina gregaria* is recorded from the Lower Hettangian of the Eastern Carpathians. Elsewhere other authors have not been convinced of the validity of Jurassic reports of this species (e.g. MICHALÍK et al., 1991).

TÖRÖK makes two papers dealing with aspects of brachiopods from the Muschelkalk (Anisian,

Middle Triassic) *Coenothyris* beds of southern Hungary. In the first paper, parautochthonous and allochthonous storm-generated *Coenothyris*-dominated coquinas are distinguished on the basis of sedimentology. In mid-ramp settings transported shell-beds were generated, whereas in deeper ramp zones parautochthonous *Coenothyris* deposits formed as the brachiopods were buried by influxes of suspended carbonate mud. The low diversity brachiopod fauna is dominated by the high-stress tolerant *Coenothyris*. TÖRÖK points out that the external morphology of *Coenothyris vulgaris* is very variable, and the southern Hungarian specimens differ from west-central (Balaton Highland) and Polish specimens by lacking dental lamellae in the pedicle valve. In his second paper TÖRÖK records the trace fossil *Podichnus centrifugaloides* on (and produced by) *Coenothyris vulgaris*. He points out that the trace is known from the Triassic, Cretaceous and Recent. I am aware of at least one published record on Jurassic terebratulid brachiopods ('*Terebratula*' aff. *semifar-cinata* ETALLON, Oxfordian of France (BOULLIER, 1976); in addition, on *Gallienithyris? equestris* (D'ORBIGNY), 'Corallien', France, Fig. 2; *Epithyris* sp. from the Bathonian of England, Paul TAYLOR, pers. comm.). Pub-

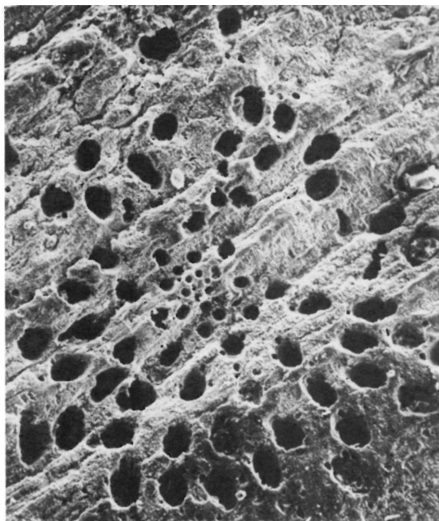


Fig. 2. An example of the trace fossil *Podichnus centrifugalus* BROMLEY and SURLYK from the Jurassic. Located on the lateral part of the pedicle valve of a specimen of the terebratulid brachiopod *Gallienithyris? equestris* (D'ORBIGNY) from the 'Corallien' of Vieil St. Remy, Ardennes, France, Natural History Museum Brachiopod Collection, London, B 32765. Magnification: 65 \times .

lished records so far indicate that *Podichnus centrifugalus* is the product of the etching of calcareous substrates by the pedicle of representatives of the Terebratulidina. BROMLEY (1981) considered it possible that such traces could be discovered in the Palaeozoic. The presence of carbonate etching pedicles and epithelium (on their own shells) is present in some Palaeozoic orders (SCHUMANN, 1969; GRANT, 1980). GRANT comments that koskinoid perforations in the muscle area of *Derbyia* do not penetrate the inner shell layer. Is it possible that such perforations were generated by another attaching epifaunal brachiopod?

Two papers deal with investigations of earliest Jurassic faunas. DULAI lists macrofauna and discusses palaeoecology, depositional environment and palaeogeography during the Hettangian in the Bakony Mountains of Hungary. He concludes that tectonic collapse of the

Tethyan shelf had probably started in this region during the Hettangian. In a review of earliest Jurassic (Hettangian) brachiopods from the Northern Calcareous Alps of Austria, SIBLIK points out the generally neglected state of brachiopods from this stage and indicates, like DULAI, that the faunas are rather diverse. Two plates of brachiopods accompany SIBLIK's paper. Such studies on earliest Jurassic faunas have the potential to contribute to a better understanding of the post-Triassic re-radiation of the Brachiopoda.

TCHOUMATCHENCO extends an earlier classic study (1972) to encompass an analysis of the lateral distribution of brachiopods across Bulgaria during the Early Jurassic (Zeilleria quadrifida Zone, Late Carixian—Early Domerian). His earlier observations are borne out, with rhynchonellids (on a percentage scale) dominating the shallower water, higher energy

biotopes/environments, and the Spiriferida and Terebratulida (Terebratulidina and Terebratulidina) increasing in abundance with greater water depth and decreasing water turbulence. TCHOUMATCHENCO comments that similar studies from other countries are desirable to see if such distributions are typical. Certainly such types of analysis will be invaluable in helping to identify potential examples of niche replacement during the evolution of the Brachiopoda.

A Liassic brachiopod zonation for the Middle Atlas Mountains of Morocco is established by ALMÉRAS. During the Early Lias and Early Carixian faunal exchange between the northern and southern margins of western Tethys was limited, although subsequent break up of carbonate platforms in the Late Carixian and Domerian enhanced exchange. By the Toarcian the brachiopod zonation for both regions is identical in its specific composition.

Late Jurassic-Early Cretaceous brachiopod faunas are discussed in three papers. KÁZMÉR reviews the distribution of the perforate pygopids, the *Pygope janitor* + *Pygites diphyoides* group (with perforation centrally placed) and the *Pygope diphya* + *Pygope catulloi* group (with perforation posteriorly placed). Interestingly, palaeobiogeographical analysis and palaeobiological interpretation suggest that the *diphya* + *catulloi* group is confined to low diversity faunas inhabiting deeper waters with lower nutrient supply of the southern, Apulian margin of Tethys, whereas the *janitor* + *diphyoides* group is more widespread in shallower water environments (occurring also as a component of higher diversity faunas) of the northern margin of Tethys. Members of the *janitor* + *diphyoides* group are unable to survive in the restricted environment occupied by the posteriorly perforated *diphya* + *catulloi* group.

Focusing on Tithonian-Berriasian brachiopods from the Polish Carpathians, KROBICKI analysed the composition of brachiopod faunas through bathymetrically-controlled facies changes. *Pygope* occurred in all carbonate facies and is interpreted as an opportunistic (*r*-selected) brachiopod tolerant of a wide range of environments and water depths. Mass occurrences of brachiopods on the intra-oceanic ridge of the Czorsztyn Succession are thought to result from upwelling nutrient-rich ocean currents.

PROSOROVSKAYA discusses the distribution of certain brachiopods either side of the Jurassic-Cretaceous boundary from the Ukrainian Carpathians, Crimea, Caucasus, the Transcaspian region and other parts of southern Europe. A number of species are widespread, although PROSOROVSKAYA points out that further study might modify such patterns. The abundance of brachiopods during the Tithonian in particular certainly marks one of a number of intervals of post-Palaeozoic brachiopod diversification. In this instance, reefal and reef-like environments of Tethys appear to have provided a revival of VÖRÖS' "lost Eden" (1993, p. 139, admittedly referring to the closed western end of Tethys in the Triassic-Jurassic), and a brief return to the "Garden of Eden".

A number of papers present faunal lists or revisions of taxonomic work. DETRE provides an analysis of Late Triassic (Carnian) brachiopods from Hungary, commenting that they are of biostratigraphic importance in subdividing the Carnian stage. BENETTI and PEZZONI give a short overview of a recently discovered Early to Middle Jurassic brachiopod fauna from the central Lessinian Alps (Verona), Italy. GARCÍA JORAL reports on a revision of Middle Jurassic (Aalenian) brachiopods originally described by ROTHPLETZ from the Northern Calcareous Alps, Austria. MANCENIDO reviews Early Jurassic brachiopods from Greece, based mainly on RENZ's collection in the Basel Natural History Museum. Selected brachiopods are illustrated on two plates. This diverse fauna has Mediterranean affinities, intermediate in position and relationship between Apennino-Transdanubian and Carpatho-Sicilian subprovinces. RADULOVIĆ and RABRENOVIĆ describe Middle Jurassic brachiopods from the "Klaus Beds" of eastern Serbia. This includes brachiopods from one 70 cm bed that contains over 30 species of ammonites, including reworked species ranging from Late Bajocian (Parkinsoni Zone) to Bathonian (Zigzag to Discus Zones). TADDEI RUGIERO unites two nominal species of *Zeilleria* (one slightly indented, the other a strongly indented form) from the Early Jurassic (Sinemurian) of southern Italy into one species. Derek AGER would (and probably did judging by the acknowledgements) approve!

Two papers are concerned primarily with shell structure. MICHALÍK illustrates aspects of Late Triassic (Rhaetian) rhynchonellids using Scanning Electron Microscopy. It is useful to have observations on the cardinalium and brachidium of Jurassic Terebratulida by TKHORZHEVSKIY published in English. Perhaps many of the illustrations are taken from previous publications by TKHORZHEVSKIY where further information is available, but it would have been useful to have the generic names provided for the taxa from which internal structures are illustrated, such as in text-figures 5 and 17. However, the use of new genus and species names in text-figure captions (4, 6, 7), in which illustrations are only given of crura from serial sections and locality information given such as "Upper Jurassic, Pamir" (text-fig. 6) cannot be considered valid, if this represents their first published appearance.

In the final paper of the volume, Attila VÖRÖS provides a synopsis of Jurassic brachiopod diversity in the Bakony Mountains of Hungary, relating changes in diversity to global and local effects. Global and Bakony Mountain brachiopod diversity mirror each other during the Hettangian to Pliensbachian. The Toarcian anoxic event ended this period of diversity. Subsequently the lack of brachiopods in the Bakony area is related to local subsidence and deepening of the sea floor, although Bajocian and Tithonian peaks of diversity are related to extensional tectonics resulting in the development of diverse niches and the availability of hard substrates.

The symposium volume contains a wide range of papers that provide a good overview of some aspects of recent research on Mesozoic brachiopods, mainly by Central and Eastern European palaeontologists and also with representation by one of AGER's former research students (MANCENIDO). "Mesozoic Brachiopods of Alpine Europe" will be of interest not only to brachiopod workers, but also to those interested in marine invertebrate palaeoecology, evolution and palaeobiogeography. The papers are generally of a good to very high standard, some representing major contributions to the field of Mesozoic brachiopod studies. Many of the contributions present the results of recent field-based research. Of this Derek AGER would have approved. Considering the inter-

national, non-native English speaking backgrounds of the contributors, the quality of the English in the volume is generally impeccable, with few literals or ambiguous statements. In terms of production, the plates are generally disappointing and I am not sure the binding on my review copy will last through my (hopefully) next few years of brachiopod-related research. All in all though, József PÁLFY and Attila VÖRÖS are to be heartily congratulated on putting this fine compendium of papers together, and PÁLFY especially for tackling in addition the design, layout and typesetting!

The symposium was organised by József PÁLFY and Attila VÖRÖS as well as the associated fieldtrip which also included participants such as Csaba DETRE, Alfréd DULAI and Ákos TÖRÖK as locality guides. A review of the symposium and fieldtrip was written by Miguel MANCENIDO (1993). A high proportion of those who presented papers and posters at the symposium have contributed to this volume. To Miguel's account I can add that the bottle of wine competition in his article was won, appropriately enough considering the phylum under consideration, by Frank MIDDLEMISS, Queen Mary and Westfield College, University of London. I understand from Frank that the aforementioned bottle was presented to him by Ellis OWEN at the Natural History Museum, London, while Miguel was visiting, working on part of the brachiopod treatise revision.

"Mesozoic Brachiopods of Alpine Europe" is dedicated to the late Professor AGER. Earlier in 1993 volume 100 (parts 1 and 2) of *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* "Brachiopod and molluscan biogeography, palaeoecology and stratigraphy — A tribute to Derek Ager" had been published, edited by Miguel MANCENIDO. Six of the contributors to that volume also contributed to this symposium volume. In addition to the dedications in these two volumes, informal (ROBINSON, 1993) and more formal obituary notices have recently appeared (PUGH, 1993). Perhaps in Ageresque style, an obituary notice written by Derek himself is also scheduled to appear in Geologists' Association Circular 903 for May, 1994 (ROBINSON, pers. comm.).

My first opportunity to meet Derek AGER for an extended period was during the viva for my Ph.D. thesis. He was my external exami-

ner. I was enamoured with Derek's straightforward style, telling me immediately that I'd passed (the Ph.D. was up to scratch), but then I remember spending the next three hours in an extended discussion on brachiopods on a hot June, London afternoon! We have continued correspondence over the years. In the last letter I received from Derek (dated 14th December 1992) he said "I seem to have spent much of my professional life trying to escape the "brachiopod specialist" label. Fortunately I managed to turn to palaeoecology, regional geology and stratigraphical theory as well and now, I think my chief fame or notoriety lies in the last of those." Certainly there are a large number of geologists and palaeontologists who have been strongly influenced by his writings and his teaching. Derek would question, and where he felt it appropriate, challenge the accepted dogma. However, he could also be stubborn in accepting another point of view when he was convinced he was right. A small example of this can be seen in his contribution to this symposium volume by the continued use of the genus name *Eoperegrinella*, a rhynchonellid described by him from the Devonian of Morocco. The type and only species of *Eope-*

regrinella is a junior synonym of *Dzieduszyckia* SIEMIRADZKI (BIERNAT, 1967).

With the passing of Derek AGER, we have lost a talented, prolific geologist. For those interested in "Mesozoic Brachiopods of Alpine Europe", it will be mostly for his work on brachiopods, their palaeoecology, palaeobiogeography and biostratigraphy that we will most likely remember him. The contributions to this volume show that Mesozoic brachiopod studies in East-Central Europe and beyond are apparently in a vigorous state. It would be gratifying if this were also the legacy left in Derek AGER's wake in the British Isles. The past decade has been witness to the professional retirement of Derek AGER, Frank MIDDLEMISS and Ellis OWEN. All have made important contributions to the study of Mesozoic brachiopods in Britain and beyond. As I write, the future of Mesozoic brachiopod studies in the British Isles has an uncertain future. Clearly Derek AGER, as strongly as any geologist can do, showed the applied side of palaeontology, and the contributions and spin-offs into other areas of geology that can result from palaeontological study. We must live in hope for the "Age of Enlightenment".

Acknowledgement

This review was written during the tenure of an Alexander von Humboldt Research Fellowship at the Paläontologische-Geologische

Institut, Technische Hochschule Darmstadt. Also, thanks to Eric ROBINSON (Geologists' Association, London) for sharing information.

References

- AGER, D.V. (1965): The adaptation of Mesozoic brachiopods to different environments. — Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 1, 143—172, Amsterdam.
- BIERNAT, G. (1967): New data on the genus *Dzieduszyckia* SIEMIRADZKI, 1909 (Brachiopoda). — Acta Palaeontologica Polonica 12, 133—156, Warszawa.
- BEAUCHAMP, B., KROUSE, H.R., HARRISON, J.C., NASSICHUK, W.W. & ELIUK, L.S. (1989): Cretaceous cold-seep communities and methane-derived carbonates in the Canadian Arctic. — Science 244, 53—56, Washington.
- BOULLIER, A. (1976): Les Térébratulidés de l'Oxfordien du Jura et de la bordure sud du bassin de Paris. — Annales Scientifiques de l'Université de Besançon, 3e série, 27, 1—457 Besançon.
- BROMLEY, R.G. (1981): Concepts in ichnotaxonomy illustrated by small round holes in shells. — Acta Geologica Hispanica 16, 55—64, Madrid.
- CALLENDER, W.R., POWELL, E.N., STAFF, G.M., & DAVIES, D.J. (1992): Distinguishing autochthony, parautochthony and allochthony using taphofacies analysis: can cold seep assemblages be discriminated

- from assemblages of the nearshore and continental shelf? — *Palaios* 7, 409–421, Tulsa.
- CAMPBELL, K.A., CARLSON, C., & BOTTJER, D.J. (1993): Fossil cold seep limestones and associated chemosymbiotic macroinvertebrate faunas, Jurassic-Cretaceous Great Valley Group, California. In GRAHAM, S., & LOWE, D. (eds.): *Advances in the Sedimentary Geology of the Great Valley Group, Sacramento Valley, California*. — Pacific Section of the Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Book 73, 37–50, Los Angeles.
- DAGYS, A.S. (1993): Geographic differentiation of Triassic brachiopods. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 100, 79–87, Amsterdam.
- GRANT, R.E. (1980): Koskinoid perforations in brachiopod shells: function and mode of formation. — *Lethaia* 13, 313–319, Oslo.
- LEMOINE, M., ARNAUD-VANNEAU, A., ARNAUD, H., LETOLLE, R., MEVEL, C., & THIEULOUY, J.P. (1982): Indices possibles de paléo-hydrothermalisme marin dans le Jurassique et le Crétacé des Alpes occidentales (océan téthysien et sa marge continentale européenne): essai d'inventaire. — *Bulletin de la Société géologique de France* 24, 641–647, Paris.
- MANCEÑO, M.O. (1993): Report on the Regional Field Symposium on Mesozoic Brachiopods. — *Palaeontology Newsletter* (The Newsletter for Members of the Palaeontological Association) 17, 21–23, London.
- MICHÁLK, J., IORDAN, M., RADULOVIĆ, V., TCHOUMATCHENCO, P., & VÖRÖS, A. (1991): Brachiopod faunas of the Triassic-Jurassic boundary interval in the Mediterranean Tethys. — *Geologica Carpathica* 42, 59–63, Bratislava.
- PUGH, M. (1993): Obituary Notice, Derek Victor Ager. — *Proceedings of the Geologists' Association* 104/4, 313–315, London.
- ROBINSON, E. (1993): Derek Ager — Died, February 1993. Wanted — Champion for Jurassic Brachiopods (and Common Sense). — *Geologists' Association Circular*, 897, 8–9, London.
- SANDY, M.R., & CAMPBELL, K.A. (in press): A new rhynchonellid genus from Tithonian (Upper Jurassic) cold seep deposits of California and its paleoenvironmental significance. — *Journal of Paleontology* 68/6 (for 1994).
- SCHUMANN, D. (1969): "Byssus"-artige Stielmuskul-Konvergenzen bei artikulierten Brachiopoden. — *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen* 123, 199–210, Stuttgart.
- TCHOUMATCHENCO, P. (1972): Thanatocoenoses and biotopes of Lower Jurassic brachiopods in Central and Western Bulgaria. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 12, 227–242, Amsterdam.
- VON BITTER, P.H., SCOTT, S.D. & SCHENK, P.E. (1992): Chemosynthesis: An alternate hypothesis for Carboniferous biotas in bryozoan/microbial mounds, Newfoundland, Canada. — *Palaios* 7, 451–465, Tulsa.
- VÖRÖS, A. (1993): Jurassic microplate movements and brachiopod migrations in the western part of the Tethys. — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 100, 125–145, Amsterdam.

Contents of the volume

- VÖRÖS, A.
Foreword
- MANCEÑO, M.O.
Farewell to Derek V. Ager
- AGER, D.V.
Preface
- AGER, D.V.
Mesozoic brachiopods and seamounts
- ALMÉRAS, Y.
The Liassic Brachiopod zones of the Middle Atlas, Morocco: Comparison with the French North Tethyan Zonation
- BENETTI, A. & PEZZONI, N.
Brachiopods from the "Calcarei Olitici di S. Vigilio" (Toarcian-Aalenian) and "Rosso Ammonitico" (Upper Bajocian) in the

- central Lessinian Alps (Province of Verona, Italy): a preliminary note
- DETRE Cs.
Carnian brachiopods of Hungary
- DULAI A.
Hettangian (Early Jurassic) megafauna and paleogeography of the Bakony Mts. (Hungary)
- GARCÍA JORAL, F.
The Aalenian rhynchonellids from the Northern Calcareous Alps in the Rothpletz Collection
- IORDAN, M.
The Jurassic Brachiopoda of Romania and their paleobiogeographic value. M.-D.
- GEORGESCU, M.
Triassic brachiopods of Romania
- KÁZMÉR M.
Pygopid brachiopods and Tethyan margins
- KROBICKI, M.
Tithonian-Berriasian brachiopods in the Niedzica Succession of the Pieniny Klippen Belt (Polish Carpathians): paleoecological and paleobiogeographical implications
- MANCENIDO, M.O.
Early Jurassic brachiopods from Greece
- MICHALÍK, J.
Growth and structure of some Rhaetian rhynchonellid shells (Brachiopoda) from the central Western Carpathians
- PROSOROVSKAYA, E.
Brachiopods at the Jurassic-Cretaceous boundary from the Ukrainian Carpathians, Crimea, Caucasus, and Transcaspian region
- RADULOVIĆ, V. & RABRENOVIĆ, V.
Brachiopods from the "Klaus Beds" of the Yugoslavian Carpatho-Balkanides
- SIBLIK, J.
Review of the Early Liassic brachiopods of the Northern Calcareous Alps
- TADDEI RUGGIERO, E.
Zeilleria laboniae (GRECO) from the Sinemurian of Longobucco (southern Italy)
- TCHOUMATCHENCO, P.
The horizontal distribution of brachiopods during the *Zeilleria quadrifida* Zone (late Carixian—early Domerian, Early Jurassic) in Bulgaria
- TKHORZHEVSKY, E.S.
New data about structural elements of cardinalium and brachidium of Jurassic terebratulida
- TÖRÖK Á.
Brachiopod beds as indicators of storm events: an example from the Muschelkalk of southern Hungary
- TÖRÖK Á.
Podichnus centrifugalis BROMLEY and SURLYK: attachment trace on *Coenothyris vulgaris* (Schlotheim)
- VÖRÖS A.
Jurassic brachiopods of the Bakony Mts. (Hungary): global and local effects on changing diversity

Bár területi korlátot nem kívánunk szabni, kívánatos a tömör fogalmazás, és az állítások alátámasztásához szükséges adatok közlése.

A magyar (és angol) nyelvű kéziratot két példányban kérjük beküldeni. Az egyik példányhoz tartozó illusztrációs anyag nyomdakész rajz vagy ezzel azonos minőségű xeroxmásolat, ill. fényes felületű, kontrasztos fénykép legyen, a másik példányhoz tartozó lehet jó minőségű xeroxmásolat is, lehetőleg a véglegesnek elképzelt méretben.

A lektorálás után átdolgozott kéziratokat lehetőleg mágneslemezen (floppyn) kérjük beküldeni, mellékelve egy kinyomtatott példányt, amelyen a szövegszerkesztő programmal le nem írható jelek, ékezetek, egyenletek feltűnően be vannak jelölve.

Jelenleg IBM-kompatibilis személyi számítógépen a következő szövegszerkesztőkkel írt kéziratokat tudjuk elfogadni: WordStar, WordPerfect, Microsoft Word, PFS Write, PFS Professional Write, PFS First Choice, MultiMate, MultiMate Advantage, Volkswriter, IBM Writing Assistant, DisplayWrite, OfficeWriter, XyWrite III, ill. bármely szövegszerkesztőből ASCII kódban (DOS, Text Out) kimentett változat. Kérjük, írják rá a lemezre a szövegszerkesztő nevét és verziószámát.

A kézirat részei (kötelező, javasolt):

- a) Cím
- b) Szerző(k) neve, postacíme
- c) Összefoglalás
- d) Bevezetés, előzmények
- e) Módszerek, a vizsgált anyag, ill. terület leírása
- f) Diskusszió
- g) Eredmények, következtetések
- h) Köszönetek
- i) Irodalmi hivatkozások
- j) Ábrák, táblázatok és fényképtáblák aláírása
- k) Ábrák, táblázatok, fényképtáblák

Az ábrákat arab, a táblázatokat és a fényképtáblákat külön-külön római számokkal jelöljük.

Az ábrák betűmérete a végleges méretre való kicsinyítés után legalább 1,5 mm, a vonalvastagság 0,1 mm legyen. Kívánatos, hogy az eredeti mérete legalább 50 %-kal haladja meg a közlés méretét.

A fényképeket kartonra ragasztva, a végleges tükörméretben kérjük.

Kihajtós táblázatot nem fogadunk el; kihajtós térképet is csak indokolt esetben, a szerkesztőbizottság döntése alapján. Színes térkép- vagy fényképmelléklet csak a szerző költségén közölhető.

Az irodalomjegyzék tételeire a szerző nevével és a megjelenés évszámával hivatkozunk. Pl.: Radócz (1974), (Császár & Haas, 1981), Kubovics et al. (1987).

Példák bibliográfiai adatok közlésére (a folyóiratok nevét ne rövidítsük!):

a) cikkek

Jaskó S. (1986): A Magyar-középhegység neogén rögszerkezete. (The Neogene block structure of the Central Hungarian Range). — Földtani Közöny 118/4, 325-332 (in Hungarian with English summary).

b) kötetben közölt tanulmányok:

Benson, R.H., Gould, S.J. & Smith, W.A. (1984): Perfection, continuity, and common sense in historical geology. In: Berggren, W.A., Van Couvering, J.A. (eds.): Catastrophes and Earth History: The New Uniformitarianism, Princeton University Press, Princeton, 35-75.

c) könyvek:

Földvay, G.Z. (1988): Geology of the Carpathian Region. World Scientific, Singapore, 571 p.

A román, szlovák, szerbhorvát stb. ékezeteket kérjük bejelölni. Cirillbetűs munkánál (ha nincs idegennyelvű címe) kérjük az eredeti címet és szögletes zárójelben annak angol fordítását megadni.

Az előírásoknak meg nem felelő kéziratokat a szerkesztőség a szerzőnek visszaküldi.

A cikk elfogadása esetén az angolra való fordításról, ill. a nyomdakész rajzok előállításáról a szerzőnek kell gondoskodnia.

A kéziratokat a következő címre kérjük beküldeni: Magyarhoni Földtani Társulat, 1027 Budapest, Fő u. 68.

Földtani Közlöny

Vol. 123 · 4 · 1993

Tartalom

HORVÁTH István, ÓDOR László, FÜGEDI Ubul & Aimo HARTIKAINEN Aranyindikációk a Tokaji-hegységi geokémiai érekenyítésben	363—378
JUHÁSZ Györgyi Relatív vízszintingadozások rétegtani-szedimentológiai bizonyítékai az Alföld pannóniai s.l. üledékösszletében	379—398
SEBESTYÉN István A középső eocén Darvástói Formáció geomatematikai vizsgálata a Csabpuszta—I/2 bauxitterületen	399—415
ZÁGORSEK, Kamil Új karbon bryozoa-fajok Nagyvisnyóról (Bükk-hg.)	417—440
FÓZY István Felső jura ammonitesz biosztratigráfia a Gerecse és a Pilis hegységben	441—464
BALLA Zoltán A kisalföldi gyengén metamorf képződmények tektonikai minősítéséről	465—500

* * *

Könyvkritika

<i>Magyarországi ásványfajok.</i> SZAKÁLL Sándor & GATTER István (1993): —	
BOGNÁR László	501—502
<i>Böckh János és Böckh Hugó szerepe a magyar geológiában.</i> VITÁLIS György (1993): —	
DUDICH Endre	502
<i>Mesozoic Brachiopods of Alpine Europe.</i> PÁLFY, József & VÖRÖS, Attila (eds.) (1993): —	
Michael R. SANDY	503—510

Contents

HORVÁTH István, ÓDOR László, FÜGEDI Ubul & Aimo HARTIKAINEN Gold indications in the regional-scale geochemical survey of the Tokaj Mts. (Hungary)	363—378
JUHÁSZ Györgyi Sedimentological and stratigraphical evidences of water-level fluctuations in the Pannonian Lake	379—398
SEBESTYÉN István Geomathematical analysis of the Middle Eocene Darvástó Formation at the Csabpuszta—I/2 bauxite prospect	399—415
ZÁGORSEK, Kamil New Carboniferous Bryozoa from Nagyvisnyó (Bükk Mts., Hungary)	417—440
FÓZY István Upper Jurassic ammonite biostratigraphy in the Gerecse and Pilis Mts. (Transdanubian Central Range, Hungary)	441—464
BALLA Zoltán On the tectonic position of weakly metamorphic rocks in the basement of the Little Hungarian Plain	465—500
Book reviews	501—502
<i>Mesozoic Brachiopods of Alpine Europe. Essay review—</i> Michael R. SANDY . .	503—510